

Département de Géomatique appliquée
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke

Suivi des évènements extrêmes de pluie sur neige dans
l'Arctique Canadien à l'aide de données micro-ondes
passives multi sources

Caroline Dolant

Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophiae Doctor (Ph. D) en
télédétection, cheminement en physique de la télédétection

Mai 2018

© Caroline Dolant, 2018

Directeur de recherche : Prof. Alexandre Langlois

Codirecteur de recherche : Dr. Ludovic Brucker

Codirecteur de recherche : Prof. Alain Royer

Membre du jury interne : Prof. Kalifa Goita et Prof. Yannick Huot

Membre du jury externe : Prof. Monique Bernier

Résumé

Les impacts du changement climatique dans les zones nordiques sont significatifs, les événements extrêmes se voient être multipliés par dix depuis le début des années 1980 dans les zones de toundra. L'augmentation des vagues de chaleur, mais aussi l'apparition des événements de pluie sur neige sont de plus en plus intenses et longs durant la période hivernale, ayant ainsi un impact considérable sur les différents écosystèmes notamment en Arctique. Il est donc important de s'intéresser aux occurrences de ces événements sporadiques en expansion dans le but de protéger et de quantifier l'impact à long terme du changement climatique sur les milieux nordiques. En effet, les événements de pluie sur neige provoquent, après un regel rapide, des croûtes de glace ayant des conséquences sur le sol, le régime hydrique et sur l'écologie animale du milieu touché (nourriture non accessible sous la couche de glace). Diverses études ont tenté de détecter les événements de pluies sur neige à partir de la télédétection, notamment en utilisant des données micro-ondes passives, permettant la discrimination des différents stades métamorphiques de la neige suite aux épisodes pluvieux. Ces études bien que concluantes restent assez limitées par manque de données in-situ permettant une bonne validation de ce phénomène climatique.

Les résultats présentés dans cette thèse montrent le développement d'un algorithme de détection des événements de pluie sur neige à partir de données micro-ondes passives. Cette méthode a été validée dans un premier temps sur trois pixels AMSR-E au Nunavik avec une erreur maximale de 7%. Le second chapitre introduit une adaptation au contexte arctique de la méthode de détection des pluies sur neige, basée sur un inventaire exhaustif de 14 stations météorologiques réparties à travers l'Arctique Canadien depuis 1984. Ces résultats montrent une adaptation de la méthode de détection basée sur l'analyse de sensibilité du seuil de détection, avec une erreur d'environ 5%. La troisième partie de cette thèse porte sur l'étude des conditions de neige durant un épisode de mort massive au cours de l'hiver 2016. L'utilisation d'un jeu de données multisources (micro-ondes passives, réanalyses atmosphériques, nivales) a permis de développer une méthode de détection des couches denses. Cette étude montre que les changements de surface du manteau neigeux, provoqués par une succession de tempête au cours de l'hiver, sont la principale cause de

non-accessibilité à la nourriture pour les caribous de Barren Ground de l'île du Prince Charles. Enfin, les derniers résultats présentés ici portent sur l'application de la méthode de détection des pluies sur neige sur l'ensemble de la toundra arctique canadienne ainsi que sur l'analyse spatio-temporelle de l'évolution des occurrences de pluie sur neige depuis 1979.

Mots clefs : micro-ondes passives, évènement de pluie sur neige (EPSN), évènements hivernaux extrêmes, densification de la neige, Arctique Canadien

Abstract

The impacts of climate change in the Canadian Arctic are significant, and the Arctic has experienced a significant increase in extreme events occurrence since the early 1980s. Winter extreme events such as heat waves, and rain-on-snow events are more and more intense and long during the winter period, thus having a considerable impact on the northern ecosystems. Rain-on-snow events cause changes in the energy balance through a modification of snow physical properties, thus affecting the melting regime (snow cover extent). It is therefore important to focus on event occurrence of these sporadic events in order to quantify the long-term impact of climate change in the Arctic. Of particular relevance, rain-on-snow events will lead to the formation of ice crusts that have consequences on the soil, the water regime and on foraging conditions of the various ungulates species of the arctic (i.e. caribou, muskoxen). Various studies have attempted to detect precipitation phase from remote sensing, notably by using passive microwave data, allowing the discrimination of the different metamorphic states of the snow after rain-on-snow events. These studies, although conclusive, remained rather limited because of the lack of in-situ data allowing a good validation of this phenomenon.

The main results of this thesis is the development of a rain-on-snow detection algorithm using passive microwave data. This method was validated over three AMSR-E pixels in Nunavik with a maximum error of 7%. The second part of this work proposed an adaptation of the rain-on-snow detection method for a better response in Arctic conditions. This work was based on meteorological data from 14 stations in the Canadian Arctic since 1984. The sensitivity analysis in the detection threshold show a maximal error of 5%. The third part of this study investigated snow surface conditions (i.e. presence of ice crusts and/or wind slab) during a massive barren-ground caribou die-off episode in the winter 2016 on Prince Charles Island, Nunavut. This work used a multi-source dataset (passive microwave satellite measurements and modelling, atmospheric reanalysis data, in-situ snow measurements), allowing the development of a wind slab detection method from which surface density can be quantified. This study highlighted that a succession of winter storms can lead to a significant densification of the snow surface leading to very difficult grazing conditions for caribou. Finally, a pan-Arctic application of the above algorithms is

presented where the rain-on-snow detection method was applied on satellite imagery across the Arctic since 1979. A spatiotemporal analysis was conducted to target specific regions where the anomalies are strongest while potential linkage with global atmospheric patterns was investigated.

Keywords: Passive microwave, rain-on-snow events, extreme winter events, high density slab, temporal series, Canadian Arctic

Tables des matières

RÉSUMÉ	III
TABLES DES MATIÈRES	VII
LISTES DES FIGURES	XI
LISTES DES TABLEAUX	XIV
LISTE DES ABRÉVIATIONS	XV
LISTE DES SYMBOLES	XVII
REMERCIEMENTS	XIX
AVANT-PROPOS	XXIII
CHAPITRE 1 INTRODUCTION GÉNÉRALE	2
1.1. L'Arctique dans un contexte de changement climatique	2
1.2. Problématique	5
1.3. Objectifs et hypothèses	8
1.4. Rappel méthodologique et organisation de la thèse	10
CHAPITRE 2 CADRE THÉORIQUE	12
2.1. Généralités sur la formation des précipitations	12
2.2. Le suivi du couvert nival par télédétection	14
2.3. Observations micro-ondes passives pour l'étude de la neige	16
2.3.1. Caractéristiques générales du manteau neigeux	18
2.3.2. Observations des températures de brillance en condition de neige sèche	19
2.3.3. Observations des températures de brillance en condition de neige humide	20
2.4. Contributions externes aux T_B observées	21
2.5. Modélisation du transfert radiatif	22
CHAPITRE 3 SITE D'ÉTUDE ET DONNÉES UTILISÉES	26
3.1. Zone d'étude	26
3.2. Données	27
3.2.1. Données météorologiques	27

3.2.2. Données de réanalyses atmosphériques	29
3.2.3. Données in-situ du couvert nival	30
3.2.4. Données satellites	31
CHAPITRE 4 DÉVELOPPEMENT D’UN ALGORITHME DE DÉTECTION DES ÉVÈNEMENTS DE PLUIE SUR NEIGE ET ANALYSE DU POTENTIEL DE DÉTECTION : ÉTUDE DE CAS AU NUNAVIK	34
4.1. Présentation de l’article	34
4.2. Article: Development of a rain-on-snow detection algorithm using passive microwave radiometry	36
CHAPITRE 5 INVENTAIRE DES ÉVÈNEMENTS DE PLUIE SUR NEIGE BASÉ SUR LES DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES ET ÉVALUATION DU POTENTIEL DE DÉTECTION BASÉ SUR DES DONNÉES RADIOMÉTRIQUES DANS L’ARCHIPEL ARCTIQUE CANADIEN	64
5.1. Présentation de l’article	64
5.2. Résumé de l’article: Meteorological inventory of rain-on-snow events and detection assessment in the Canadian Arctic Archipelago using microwave radiometry	66
CHAPITRE 6 CARACTÉRISTIQUES DES CONDITIONS DE NEIGE SUR L’ÎLE DU PRINCE CHARLES SUITE À LA DISPARITION DE LA HARDE DE CARIBOU DE BARREN GROUND	92
6.1. Présentation de l’article	92
6.2. Résumé de l’article: Assessment of the barren ground caribou die-off during winter 2015–2016 using passive microwave observations	96
CHAPITRE 7 ÉVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES ÉVÈNEMENTS DE PLUIE SUR NEIGE DANS L’ARCTIQUE CANADIEN DE 1979 À 2016	116
7.1. Introduction	116
7.2. Méthodes	117
7.3. Résultats	119
7.3.1. Suivi spatio-temporel et évolution des occurrences de pluie sur neige	119
7.3.2. Anomalies des détections d’EPSN	125
7.3.3. Relation entre les cycles d’oscillation atmosphériques et les occurrences d’EPSN	129
7.3.4. Conclusion	130
CHAPITRE 8 CONCLUSION ET PERSPECTIVES	132
8.1. Conclusion	132
8.2. Limites et perspectives du projet de recherche	135

ANNEXE	138
A. Détection des couches denses dans l'Arctique Canadien	138
A.1. Cartes d'évolution	138
A.2. Cartes de moyenne	139
A.3. Cartes d'anomalies	140
B. Autre collaboration en tant que co-auteur	141
B.1. Résumé de l'article: Detection of rain-on-snow (ROS) events and ice layer formation using passive microwave radiometry: A context for Peary caribou habitat in the Canadian Arctic, de Langlois et al., 2017	141
C. Listes des présentations et affiches	142
RÉFÉRENCES (HORS PUBLICATIONS)	144

Listes des figures

Figure 1-1 : Anomalies des températures depuis 1900 dans l'hémisphère nord (23 au 90 °N). La courbe bleue indique les températures moyennes annuelles et la courbe grise représente les moyennes de température aux 5 ans, d'après les données de Statistiques Canada.	2
Figure 1-2 : Simulation des températures hivernales (à l'horizon 2100) pour l'hémisphère nord (0-90 N) (A) et pour l'Arctique (60-90N) (B). Les courbes (A et B) représentent les prévisions moyennes (\pm un écart type) issues de plusieurs modèles pour les scénarios RCP4.5 (bleue) et RCP8.5 (rouge). Distribution spatiale de la hausse des températures durant la saison froide (nov-avr) pour la période 1961 à 2014 (C), tirée du rapport AMAP, 2017.	3
Figure 1-3 : Répartition des stations météorologiques de diverses sources à travers le Canada. Les points noirs représentent les stations Environnement et Changement Climatique Canada (ECCC), les triangles bleus les tours de vent d'ECCC, les points oranges représentent les stations provinciales (disponibles pour la Nouvelle-Écosse, le Québec et pour la Saskatchewan) et les points rouges correspondent aux stations de Parcs Canada. Adaptée de Ressources naturelles Canada, 2002. Projection: Conique conforme de Lambert	6
Figure 1-4 : Schéma des liens et impacts des événements de pluies sur neige ou des événements de vent sur le manteau neigeux de l'écosystème arctique.	8
Figure 2-1 : Répartition des différents types de précipitations en fonction de leur interaction avec la température de l'air et du sol (le trait épais noir correspond à la pellicule de glace formée en cas de verglas).....	13
Figure 2-2 : Transmittance atmosphérique (%) en fonction des longueurs d'onde du spectre électromagnétique (en unité métrique), tiré de Rees, 2006	15
Figure 2-3: Schéma général de la réponse micro-onde; (1) manteau neigeux sec, (2) manteau neigeux humide en surface	18
Figure 2-4 : Schéma des diverses contributions de l'occupation du sol et de l'atmosphère au signal reçu par les satellites, adapté de Pulliainen & Hallikainen, 2001	21
Figure 2-5 : Régression linéaire des coefficients de contribution atmosphérique τ et T_B réfléchie. La courbe noire correspond aux régressions linéaires pour une fréquence de 19 GHz et la courbe bleue correspond à celle pour une fréquence de 37 GHz (la courbe verte à 11 GHz et rouge à 89 GHz n'ont pas été utilisées), tiré de Roy, 2013.	23
Figure 2-6: Schéma des interactions entre les couches dans le modèle MEMLS (A) avec pour chaque couches les variables d'épaisseur (d), de température (T), de réflexion de la couche	

(r), d'émissivité (e) et de transmissivité (t) pour une angle d'observation (θ), Schéma de la théorie de propagation à six flux (B) où e, r, t et T représentent les mêmes variable que A. Les flèches associées aux variables T_{01} à T_{06} correspondent aux six sens de propagation pour une couches j. Tiré de Mätzler et Wiesmann, 1999.....	25
Figure 3-1 : Carte de localisation des zones étudiées. La zone avec contour noir gras correspond à l'Archipel Arctique Canadien. La zone jaune représente l'île du Prince Charles. Les stations identifiées "Station ECCC" correspondent aux stations météorologiques du réseau d'Environnement et Changement Climatique Canada, le terme SBR correspond aux données acquises à l'aide des radiomètres.....	27
Figure 4-1: Organigramme méthodologique du développement de la méthode de détection des pluies sur neige (empirique)	35
Figure 5-1: Organigramme méthodologique de l'adaptation de la méthode au contexte arctique	65
Figure 6-1: Organigramme méthodologique du développement de la méthode de détection des couches denses et l'application des méthodes de détection des couches denses et de pluie sur neige dans le contexte de l'île du Prince Charles pour l'hiver 2015-2016	93
Figure 6-2 : Analyse de sensibilité du rapport de polarisation (PR_t) sur les variables de densité, d'épaisseur de la couche dense, et de la SSA pour les fréquences 19 et 37 GHz (moyenne des 23 manteaux neigeux différents)	94
Figure 7-1: Organigramme méthodologique de la spatialisation de la méthode de détection des EPSN sur l'ensemble des observations MOP depuis 1978.....	118
Figure 7-2 : Carte binaire (A) de la répartition des pixels où le GRP est inférieur à -10 (en rouge), carte de la répartition du GRP (B) et zoom sur l'Ile Victoria (C) pour le jour 310 (5 nov.) de l'année 1998 en mode ascendant (capteur SSM/I). Projection Lambert conforme	120
Figure 7-3 : Série temporelle du pourcentage de pixels détectés sur l'ensemble des pixels compris dans l'Arctique Canadien pour les trois capteurs SMMR, SSM/I et SMMI/S (A). Les données sont extraites de novembre à mai (dates fixes où la neige est présente au sol). ...	121
Figure 7-4: Histogramme de la proportion annuelle de pixel détectés comme EPSN pour l'orbite ascendante (jaune) et pour l'orbite descendante (bleu).....	122
Figure 7-5 : Moyenne annuelle des pixels identifiés comme EPSN (%) sur l'ensemble de la zone d'étude pour la période 1979-2016 (A et B) comprenant la totalité des capteurs micro-ondes passives (SMMR, SSM/I et SMMI/S) et pour la période 1987-2016, comprenant les capteurs SSM/I et SMMI/S uniquement (C et D).....	123

Figure 7-6 : Carte de cumul des occurrences d'EPSN sur l'ensemble de l'Arctique Canadien pour les hivers 1996/1997 (A, ascendant; B, descendant) et 2014/2015 (C, ascendant; D, descendant).	124
Figure 7-7 : Moyenne des cartes de cumul de détection des EPSN pour la période de 1979 à 2016, pour l'orbite ascendante (A) et l'orbite descendante (B). (1) correspond à l'Ile de Devon (sud) et l'Ile d'Ellesmere (nord) et (2) à l'Ile de Baffin.	125
Figure 7-8 : Série temporelle des anomalies annuelles du nombre de pixels identifiés 'EPSN' pour les capteurs micro-ondes (SSM/I - SMMI/S). Les anomalies sont calculées à partir de la moyenne sur l'ensemble de la période d'analyse.	126
Figure 7-9: Répartition spatiale des anomalies des occurrences de détection des EPSN sur l'Arctique Canadien pour l'hiver 1991-1992 (A) et pour l'hiver 1996-1997 en orbite ascendante (B) et pour l'hiver 2010-2011 (C). Ces anomalies sont calculées sur toute la période de 1987 à 2016, pour éviter l'influence des détections faites par SMMR.	128
Figure 7-10: Relation entre l'Oscillation Arctique (AO), l'oscillation nord atlantique (NAO) et l'oscillation pacifique nord-américaine (PNA) avec les anomalies d'occurrences d'EPSN dans l'Arctique Canadien entre 1987 et 2016. Les histogrammes représentent les anomalies des différentes oscillations (AO, NAO et PNA) pour la période de 1987 à 2016. Les histogrammes rouges correspondent aux anomalies positives et les histogrammes bleus correspondent aux anomalies négatives. Les triangles correspondent aux anomalies de détection des EPSN pour l'orbite descendante et les ronds noirs correspondent aux anomalies de détection des EPSN pour l'orbite ascendante	130
Figure A-1 : Cartes de cumul annuel des détections de couches denses pour l'hiver 1996-1997 pour 19 GHz (A) et pour 37 GHz (B). Les sous-figures C et D correspondent à l'hiver 2014-2015 pour 19 GHz et 37 GHz respectivement.	138
Figure A-2: Cartes de moyenne annuel des détections de couches denses pour l'ensemble de la période pour 19 GHz (A) et pour 37 GHz (B).	139
Figure A-3: Cartes d'anomalie annuelle des détections de couches denses pour l'hiver 1991-1992 pour 19 GHz (A) et pour 37 GHz (B). Les sous-figures C, D, E et F correspondent à l'hiver 1996-1997 et 2010-2011 pour 19 GHz et 37 GHz respectivement.....	140

Listes des tableaux

Tableau 3-1: Tableau récapitulatif des différentes données utilisées par chapitre	32
Tableau 6-1: Statistiques d'occurrences des croûtes de glaces (CG), des croûtes denses (CD) et des EPSN sur les 17 pixels de l'île du Prince Charles à partir des observations MOP. Les valeurs correspondent au nombre total de détection pour le mois d'avril par rapport sa nombre total de détection pour l'hiver complet, les valeurs moyennes correspondent à la moyenne de tous les pixels.	95

Liste des abréviations

AAC	Archipel Arctique Canadien
AC	Arctique Canadien
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth observing system sensor
CARTEL	Centre d'Application et de Recherches en Télédétection
CEN	Centre d'Étude Nordique
CEPMMT	Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen terme
CoReH2O	Cold Regions Hydrology High-Resolution Observatory
DMRT-ML	Dense Media Radiative Transfer - Multi Layers model
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
EASE-Grid	Equal-Area Scalable Earth - Grid
ECCC	Environnement et Changement Climatique Canada
EPSN	Évènements de Pluie Sur Neige
ERA-interim	European Reanalysis Interim
ERS-1	European Remote sensing Satellite
ESC	Eastern Snow Conference
GCM	Global Circulation Model
GHz	Giga Hertz
GIEC	Groupe Intergouvernemental Étude sur le Climat
GR	Gradient Ratio
GRP	Gradient Ratio Polarization
HUT	Helsinki University of Technology
IGARSS	International Geoscience And Remote Sensing Symposium
IGBP	International Géosphère Biosphère Programme
LOCI	Land-Ocean-Coastline-Ice
MANOBS	MANuel d'OBServations météorologiques de surface
MEMLS	Microwave Emission Model of Layered Snowpacks

MERRA	Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications
MODIS	MODerate-resolution Imaging Spectro-radiometer
MOP	Micro-Ondes Passives
MTR	Modèle de Transfert Radiatif
NARR	North American Regional Reanalysis
NAs	Non Assignée
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
OMM	Organisme Mondiale de Météorologie
PCI	Ile du Prince Charles (Prince Charles Island)
PR	Polarization Ratio
RADAR	RADio Detection And Ranging
RCP	Representative Concentration Pathway
SBR	Surface Based Radiometer
SIRENE	Site Interdisciplinaire de Recherche en ENvironnement Extérieur
SMMR	Scanning Multi-channel Microwave Radiometer
SPOT	Satellite Pour l'Observation de la Terre
SSA	Specific Surface Area
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager / Sounder
TEL	Teneur en Eau Liquide

Liste des symboles

f	Fréquence (GHz)
$F_{\text{forêt}}$	Fraction de forêt
F_{lac}	Fraction de lac
F_{sol}	Fraction de sol
l_{c_exp}	Longueur de corrélation exponentielle (mm)
p	Polarisation
R_f^0	Rayonnement émis par un corps noir ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$)
R_f	Rayonnement émis d'un milieu ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$)
r_{opt}	Rayon optique (mm)
$T_{\text{Batm}} \uparrow f$	Température de brillance atmosphérique réfléchie pour une fréquence (K)
T_{Bf}	Température de brillance en fonction de la fréquence (K)
T_{eff}	Température effective (K)
β	Facteur de conversion de la longueur de corrélation
ϵ	Constante diélectrique
ϵ'	Partie réelle de la constante diélectrique
ϵ''	Partie imaginaire de la constante diélectrique
ϵ_f	Émissivité en fonction de la fréquence
ϵ_{sol}	Émissivité du sol
ρ_{glace}	Densité de la glace (kg.m^{-3})
ρ_{neige}	Densité de la neige (kg.m^{-3})
$\tau_{\text{forêt}}$	Transmissivité de la forêt
τ_f	Transmissivité de l'atmosphère en fonction de la fréquence

Remerciements

Bien plus qu'une suite logique du parcours universitaire, un doctorat est avant tout une aventure humaine avec des belles découvertes et des sacrifices rythmant le quotidien de ces quatre dernières années au Québec. Malgré plusieurs moments difficiles, cette aventure restera une des plus belles de ma vie.

Je souhaite adresser mes premiers remerciements à mon directeur de thèse, Alexandre Langlois. Alex, sincèrement merci pour tout, ta patience, ta confiance, ta compréhension et ton soutien inconditionnel. Merci d'avoir confirmé mon envie de travailler sur les régions reculées, ce fut un plaisir de travailler avec toi et j'espère que les collaborations continueront après mon retour en France. Mes seconds remerciements vont directement à mon codirecteur Ludovic Brucker. Merci pour ton aide tout au long de la thèse ainsi que de m'avoir accueillie en stage à Goddard dans les locaux de la NASA, condensé et intense mais inoubliable, ce fut un immense privilège de travailler avec toi, sincèrement merci. Je souhaiterais aussi remercier Alain Royer pour son support le long de la thèse, se fut vraiment très apprécié.

Mes prochains remerciements sont pour les membres du jury pour l'évaluation de ce travail de thèse.

J'aimerais remercier toutes personnes ayant collaboré, de près ou de loin, dans ce projet de recherche, je pense ici en particulier à Ross Brown, Benoit Montpetit, Alexandre Roy, merci pour les conseils, remarques, suggestions et encouragements qui m'ont grandement aidé à mener ce projet à terme. Bien évidemment je remercie toute l'équipe du GRIMP (Fanny, JB, Céline, Chloé, ...), c'est vraiment rassurant de savoir que la relève est assurée.

Mes prochains remerciements sont pour mes ami(e)s, je tiens à préciser qu'aucun ordre de préférence n'a été établi dans la liste suivante donc soyez indulgents s'il vous plait, vous savez bien que ma mémoire fait parfois défaut. Merci Caro d'avoir été là dès le début de cette chouette aventure, merci pour le réconfort inconditionnel pendant cette première année partagée ensemble, on se revoit vite. Merci Bé' pour ton soutien durant ces 4 années, tu sais trouver les bons mots au bon moment. Fanfan, que dire, tu es une personne remarquable, une motivation exemplaire, je te remercie pour ces belles discussions, ton

soutien plus que parfait, je te souhaite le meilleur retour en France et encore félicitations pour le post-doc, « meuf tu vas partir en Antarctique », un rêve qui se réalise, je suis si fière de toi. Aurélie, soit disant un petit parasite mais un parasite indispensable dans une vie, merci pour ces tours de couloirs sans raison, ces soirées parlotte à n'en plus finir. Merci pour tous ces bons moments passés ensemble, tu vas terriblement me manquer. Merci à mon ancienne « gang » maintenant complètement éparpillée, Nath (ton sourire accueillant chaque matin était d'un soutien inestimable), B-C, Vince, Pascale, JB votre bonne humeur contagieuse m'a permis d'être à l'aise quasiment aussitôt sortie de l'avion, merci d'avoir égayer les journées où la distance avec la France était complexe à gérer et que le moral n'était pas là. Un remerciement vraiment spécial va pour Joris, Brice, Tristan et Jed, sans vous la vie québécoise n'aurait pas été la même, à quand la prochaine partie de tarot? On se retrouve bientôt pour ce beau projet en attendant vous allez me manquer, merci pour tous les gars. Une pensée spéciale pour Étienne, Anne, Anicet, Joris ², Marine, Pierre, Marie-Ève, Henri, Bastien, Charlotte, Kevin, Céline, Justine et j'en oublie avec qui tous ces moments passés ont été un pur plaisir. Merci à vous tous.

Mes prochains remerciements vont évidemment à ma famille, sans leurs soutien et motivation rien n'aurait été possible. Un grand merci à ma mère, ma sœur et mes grands-parents d'avoir cru en moi (qui l'eut cru il y a 15 ans ...) et de m'avoir aidé à accomplir cette grande étape dans ma vie. Papy et Mamie, malgré quelques jours fatigant, je suis heureuse de vous avoir permis de faire ce voyage outre atlantique. Merci aussi à ma « belle » famille pour leur soutien pendant ces 4 années.

Je remercie bien évidemment Marina, ma vieille amie c'est un plaisir de t'avoir retrouvé de ce côté d'océan. Plus de 10 ans d'absence mais notre amitié est encore intacte et ce pour encore un très long moment. Bon courage pour cette nouvelle vie ici. Merci à mes deux meilleurs amies, Stef et Auré, sans vous la vie n'est pas la même. Merci pour tous votre soutien, la vie loin de vous est fade et pleine de vide, on a pas mal de temps à rattraper à mon retour. Un grand merci à Benji, Chris, Baj et le petit trésor Kayla, je reviens vite.

Et enfin, mon Adrien, merci pour tout, merci de m'avoir rejoint ici pour vivre cette belle aventure ensemble, bientôt se sera ton tour, je suis si fière de toi. Une page se tourne, une nouvelle s'écrit ...

« La seule chose qu'on est sûr de ne
pas réussir est celle qu'on ne tente pas. »

Paul-Émile Victor (1907-1995)
Dialogues à une voix, 1995

Avant-propos

Cette thèse est structurée en huit chapitres et est composée de trois articles publiés dans des revues à comité de lecture. Ceux-ci sont intégrés au format de publication afin de ne pas dénaturer la structure du document et de respecter le travail éditorial de la revue scientifique référente. Les articles présentés dans cette thèse sont, par conséquent écrits en langue anglaise, néanmoins un résumé ainsi qu'une présentation de l'article est écrite en langue française précèdent chaque publication correspondante au chapitre. Le chapitre 1 correspond à l'introduction générale où problématique, objectifs et hypothèses sont expliqués. Le deuxième chapitre se concentre sur le cadre théorique en lien avec la recherche effectuée pour mener à bien le projet de recherche de cette thèse. Le chapitre 3 présente les données et les sites d'études nécessaires à l'accomplissement de ce projet. Les chapitres 4 à 7 présentent les différents résultats de recherche. Enfin, le chapitre 8 fait l'objet d'une conclusion ainsi que les perspectives relatives au projet. Les annexes présentent un résumé d'article portant sur les résultats d'une collaboration avec Langlois et al., 2017 ainsi que la liste des présentations (orales et affiches) effectuées dans le cadre de ce doctorat.

Les références complètes des articles publiés dans le cadre de cette thèse sont :

Dolant C., Langlois A., Montpetit B., Brucker., Roy A. et Royer A., 2016, Development of rain-on-snow detection algorithm using passive microwave radiometry, *Hydrological processes*, vol. 30:18, 3184-3196, DOI: 10.1002/hyp.10828

Dolant, C., Langlois, A., Brucker, L., Royer, A., Roy, A., and Montpetit, B., 2017, Meteorological inventory of rain-on-snow events in the Canadian Arctic Archipelago and satellite detection assessment using passive microwave data, *Physical Geography*, 1-17, DOI: 10.1080/02723646.2017.1400339

Dolant C., Montpetit B., Langlois A., Brucker L., Zolina O., Johnson C.A., Royer A et Smith P., 2018, Assessment of the Barren Ground Caribou die-off during winter 2015-2016 using passive microwave observations, *Geophysical Research Letter*, 45, DOI: 10.1029/2017GL076752

Chapitre 1

Introduction générale

1.1. L'Arctique dans un contexte de changement climatique

Un des signes les plus visibles du changement climatique est la hausse globale des températures moyennes ($\sim 0,89^{\circ}\text{C}$ entre 1901 et 2012; IPCC, 2013). Ce phénomène climatique se voit être accéléré et amplifié sur les zones polaires (Callaghan et al., 2011; Walsh et al., 2011, Trenberth et Fasullo, 2013; Serreze et Francis, 2006; Serreze et al., 2009, Serreze et Barry, 2011; Hansen et al., 2010) comme l'Arctique Canadien (AC) avec une augmentation d'environ $1,5^{\circ}\text{C}$ sur une période de 1906 à 2005 (IPCC, 2013). Au cours des cinq dernières années, l'Arctique a subi le plus fort réchauffement planétaire depuis le début des enregistrements de températures en 1900 (Figure 1-1). De plus, une anomalie de 5°C est enregistrée pour le mois de janvier 2016 par rapport à la moyenne mensuelle des températures entre 1981 et 2010 (i.e. 2°C supérieurs à l'ancien record de 2008; AMAP, 2017).

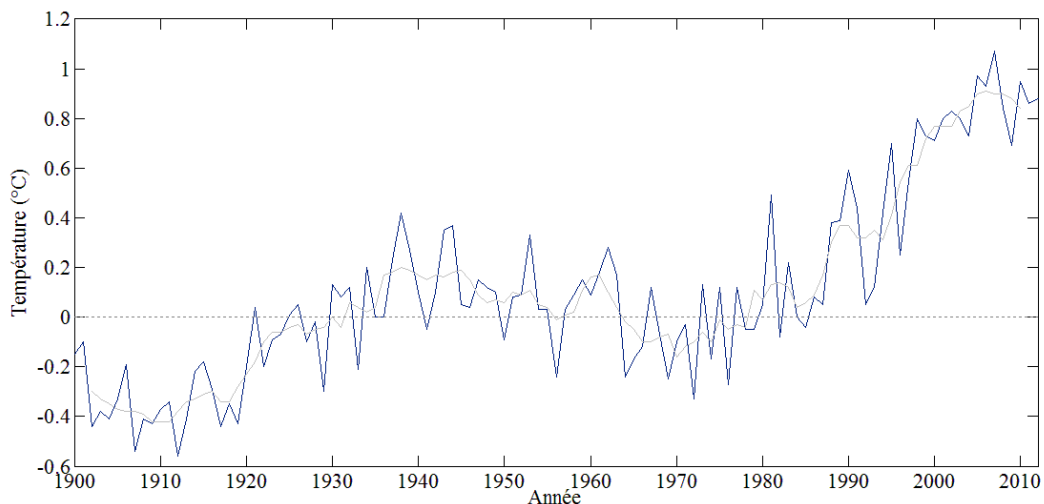


Figure 1-1 : Anomalies des températures depuis 1900 dans l'hémisphère nord (23 au 90 °N). La courbe bleue indique les températures moyennes annuelles et la courbe grise représente les moyennes de température aux 5 ans, d'après les données de Statistiques Canada.

Le domaine bioclimatique de toundra (dans cette thèse, le terme Arctique Canadien est utilisée pour désigner les zones de toundra) est principalement composé de végétation basse, de roche et de lac et est caractérisé par la présence de pergélisol continu qui se trouve fortement affectée par les changements climatiques (ACIA, 2004; Kattsov et Kalle, 2005; Ford et al., 2006; Overland et al., 2011; Dethloff et al., 2006; Derksen et al, 2012a; Overland et Wang 2016; Francis et al., 2005). Les prévisions sur l'évolution du climat (Figure 1-2) se traduisent par une augmentation d'environ 5°C d'ici 2100 selon le scénario RCP4.5 (optimiste) et de plus de 10°C pour le scénario le plus extrême RCP8.5 (pessimiste) du GIEC (i.e. ces deux scénarios sont actuellement les plus utilisés, l'acronyme RCP correspond à *Representative Concentration Pathway*; Moss et al., 2010; IPCC, 2013).

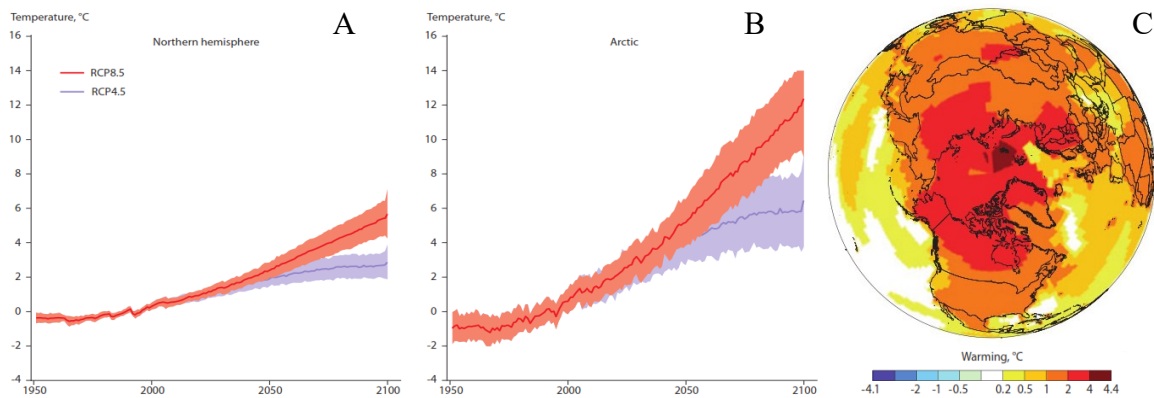


Figure 1-2 : Simulation des températures hivernales (à l'horizon 2100) pour l'hémisphère nord (0-90 N) (A) et pour l'Arctique (60-90N) (B). Les courbes (A et B) représentent les prévisions moyennes (\pm un écart type) issues de plusieurs modèles pour les scénarios RCP4.5 (bleue) et RCP8.5 (rouge). Distribution spatiale de la hausse des températures durant la saison froide (nov-avr) pour la période 1961 à 2014 (C), tirée du rapport AMAP, 2017.

La hausse des températures a un impact considérable sur le régime de fonte du couvert neigeux via une réduction de l'albédo (i.e. rapport de l'énergie lumineuse réfléchie à l'énergie lumineuse incidente; Chapin et al., 2005; Dery et Brown, 2007) qui contribue à la fonte accélérée du couvert nival. Ces zones enneigées jouent donc un rôle majeur dans l'équilibre du système climatique terrestre tout en conditionnant certaines rétroactions climatiques positives (Screen et Simmonds, 2010; Overland et al., 2014; Schrank, 2007; White et al., 2010). Il est estimé que ces boucles de rétroactions positives (i.e. associées à la fonte de la glace de mer) amplifient le réchauffement dans les hautes latitudes, ce qui est

démontré par le réchauffement actuellement observé de deux fois plus rapides en Arctique sur les 50 dernières années (Pithan et Mauritsen, 2014). Cette amplification arctique (Serreze et al., 2009; Serreze et Barry, 2011; Notz et Stroeve, 2016), est un facteur déterminant au même titre que l'oscillation arctique dans l'étude du climat et des prévisions climatiques. Cependant, de grandes incertitudes persistent au sujet du régime de précipitations (phase) et de l'impact du couvert nuageux sur ces rétroactions (Dufresne et Bony, 2008). La couverture nuageuse annuelle moyenne est estimée à 68% (i.e. $\pm 15\%$) (Kay et l'Ecuyer, 2013) et bien que les nuages arctiques aient peu d'influence sur la régulation du bilan radiatif terrestre (Wyset et Jones, 2005), ils influencent cependant le refroidissement (i.e. la présence de nuage refroidit la surface terrestre par blocage du rayonnement solaire) et le réchauffement (i.e. la présence de nuage durant la nuit polaire permet un réchauffement radiatif de la surface) des températures en période de nuit ou de jour polaires (Kay et l'Ecuyer, 2012).

Diverses conséquences dues aux changements climatiques sont visibles en Arctique, comme la modification des cycles de gel/dégel, l'occurrence d'événements extrêmes tels les événements de pluie sur neige (EPSN) et les tempêtes arctiques. Les EPSN résultent d'un réchauffement des températures permettant un changement dans le régime de précipitation et ont un impact considérable sur les propriétés physiques de la neige (Westerman et al., 2011; Pradhanang et al. 2013; Klos et al. 2014; Mc Afee et al. 2014) et sur le régime de fonte du couvert nival (Brown et Mote, 2009; Derksen et Brown, 2012). De plus, des conséquences importantes sur la faune et flore arctique, les pergélisols (i.e. excellent isolant thermique; Putkonen, 1998; Park et al., 2014), les infrastructures (i.e. sécurité civile; Berkes et Jolly, 2001) et les transports (Hansen et al., 2014; Romanovsky et al., 2010) sont dus aux modifications engendrées par les EPSN. Les EPSN sont étudiés dans les zones avalanches en prévision du risque d'avalanche et en milieu urbain avec l'apparition des pluies verglaçantes, mais restent toutefois difficiles à étudier dans les milieux arctiques. De plus, les conséquences engendrées par les EPSN ne sont actuellement pas prises en compte dans les modèles de circulation atmosphérique globale (GCM) ni dans les divers scénarios climatiques (Hardiman et al., 2008; Dutra et al., 2010; Floto, 2011; Schmidt et al., 2014). Les épisodes de pluies sur neige sont des événements locaux et spontanés, et il est donc difficile d'en faire le suivi à l'aide de stations météorologiques

dont la distribution spatiale est très limitée, en particulier dans les régions nordiques. Il est donc nécessaire de pallier cette insuffisance par l'utilisation de données de télédétection pour permettre un suivi aussi bien spatial que temporel (Duguay et Pietroniro, 2013). Par ailleurs, les tempêtes arctiques, autrement appelées blizzards arctiques, sont caractérisées par des conditions de vents violents et de dépressions atmosphériques pouvant provoquer le déplacement de masses considérables de neige et ainsi densifier les couches superficielles du manteau neigeux (Derksen et al., 2014). Cependant, les données actuellement disponibles ne permettent pas d'extraire de tendance d'évolution temporelle de tels événements (Simmonds et Rudeva, 2012; Melillo et al., 2014).

Les observations acquises à partir des capteurs dans le domaine des micro-ondes passives (MOP) sont disponibles depuis 1978 et couvrent les deux hémisphères, excepté une zone circulaire exempte d'observation autour des pôles. Les micro-ondes ont pour principal avantage d'être indépendants aux conditions d'éclairement et de nébulosité. Les observations micro-ondes passives permettent d'obtenir de l'information sur les caractéristiques du sol (gel, dégel, humidité), et sur les différentes couches du manteau neigeux et de la surface. Elles sont par ailleurs très sensibles aux propriétés diélectriques du couvert nival et sont fortement influencées par sa teneur en eau liquide et la densité de la neige (Langlois et Barber, 2008; Langlois et al., 2008; 2012; Derksen et al., 2012b; Tedesco et al., 2004; Koenig et Forster, 2004; Foster et al., 2005).

1.2. Problématique

Les événements de pluies sur neige restent encore très peu étudiés en particulier par le manque considérable de données in-situ. Dans l'Arctique, les précipitations moyennes ont augmenté d'environ 4,5 % par degré de réchauffement au cours du dernier siècle (Bintanja et Selten, 2014; Kusunoki et al., 2015; Bintanja et Andry, 2017). Cette augmentation est cependant difficile à interpréter face à la faible densité de station au sol dans le réseau de mesures météorologiques (Figure 1-3), en particulier pour la disponibilité des données de précipitations et l'incertitude sur les différentes phases de précipitations (Mc Bean et al., 2005; Mair et al., 2015). Cette faible densité des stations météorologiques ne permet donc pas d'avoir un suivi spatial des phénomènes climatiques tels les EPSN.

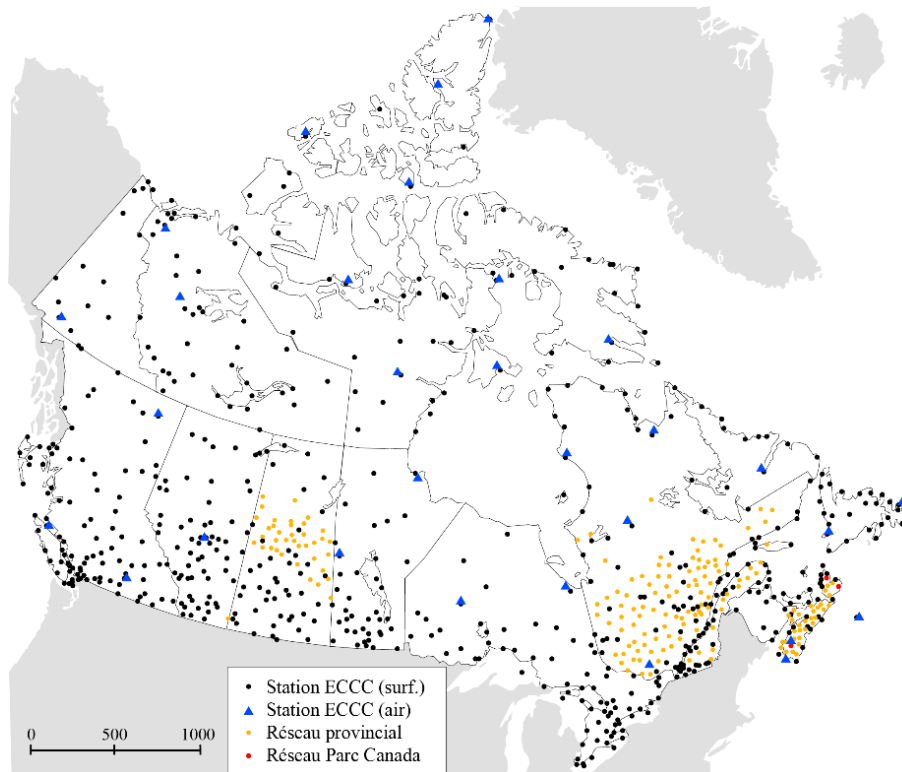


Figure 1-3 : Répartition des stations météorologiques de diverses sources à travers le Canada. Les points noirs représentent les stations Environnement et Changement Climatique Canada (ECCC), les triangles bleus les tours de vent d'ECCC, les points oranges représentent les stations provinciales (disponibles pour la Nouvelle-Écosse, le Québec et pour la Saskatchewan) et les points rouges correspondent aux stations de Parcs Canada. Adaptée de Ressources naturelles Canada, 2002. Projection: Conique conforme de Lambert

Des études récentes en modélisation se sont donc concentrées sur la modification des paramètres physiques (Mazurkiewicz et al., 2007) composant le manteau neigeux et de différents stades métamorphiques à la suite des épisodes pluvieux (Lemke et al. 2007; Barnett et al. 2005). Pour pallier le manque de données in-situ, l'utilisation jumelée de plusieurs types de données météorologiques, non spatialisées, et de télédétection, est essentielle au développement d'une méthode de détection des EPSN.

Par ailleurs, plusieurs études montrent que la durée saisonnière de présence de neige au sol diminue de 4,3 jours par décennie sur les terres dans l'AC dont 0,4 jour pour la période d'août à janvier et 3,9 jours pour la période de février à juillet (i.e. comprenant la période de fonte; Vincent et al., 2011; Cohen et al., 2015; Brown et Derksen, 2010, 2013). Wang

et al., (2013) montrent que la durée de la période de fonte diminue de 1,6 jour par décennie pour les terres composant l'Arctique nord-américain (AMAP, 2017). Les processus de fonte sont accélérés (Sturm et al., 1993; Pomeroy et al., 2006), néanmoins l'impact des événements de pluie sur neige n'est actuellement pas démontré. Les diverses stations météorologiques implantées sur l'ensemble de l'AC sont souvent incomplètes spécifiquement pour nous informer sur la phase de précipitations de façon continue et automatique. De plus, la répartition géographique de ces stations se trouve être trop peu dense afin d'avoir une bonne représentation du territoire couvrant l'AC. Les données spatiales comme les données de réanalyses (Mesinger et al. 2006) demeurent quant à elles peu précises quant à la distinction de la phase de précipitations (limite pluie/neige). Par ailleurs, les croûtes de haute densité peuvent aussi être créées par des épisodes de blizzard (tempêtes) où des vents violents déplacent de grandes quantités de neige, densifiant ainsi la neige de surface.

Une des principales conséquences de cette densification de surface, soit due au EPSN ou due au vent a un impact sur la faune arctique, en particulier les caribous, les renards, les bœufs musqués et les lemmings (Figure 1-4; Vincent et al., 2011; Kausrud et al., 2008; Forchhammer et Boertmann, 1993, Vors et Boyce, 2009). Plusieurs études montrent que l'accès à la nourriture devient difficile, voire impossible, au-dessus d'une densité supérieure à 350 kg.m⁻³ (Vikhamar-Schuler et al., 2013; Ouellet et al., 2017). Cette densité critique de 350 kg.m⁻³ semble être fréquente dans le haut Arctique ainsi que dans les zones subarctiques (Derksen et al., 2014), bien qu'aucune tendance d'évolution positive soit significative. Liston et Hiemstra (2011) ont déterminé une augmentation moyenne de la densité de 0,29 kg.m⁻³ par décennie. Ces résultats ont été comparés à l'augmentation moyenne des EPSN en Arctique de 0,03 jour par décennie, qui reste une tendance temporelle non significative. Cohen et al. (2015) montrent les mêmes patrons d'évolution à l'aide de données de réanalyses (MERRA et ERA-interim), hormis les zones mises en exergue par Liston et Hiemstra (2011) où aucune tendance n'est démontrée dans l'évolution du phénomène de pluie sur neige. Par ailleurs, les cycles positifs d'oscillations climatiques (i.e. oscillation arctique, oscillation nord-atlantique) semblent avoir un impact sur les occurrences d'EPSN par l'augmentation de la fréquence de précipitations (Cohen et al., 2015).

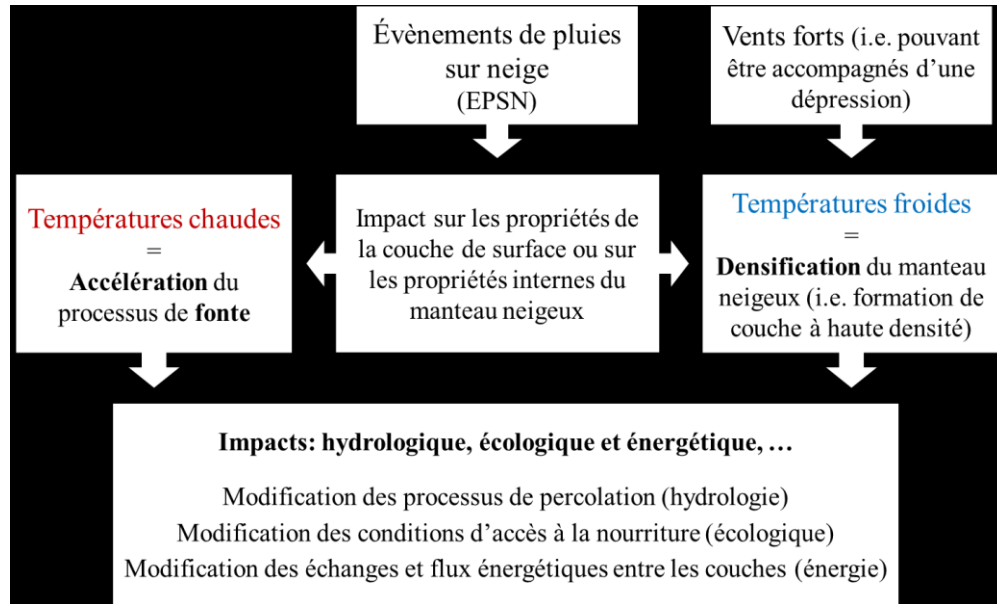


Figure 1-4 : Schéma des liens et impacts des événements de pluies sur neige ou des événements de vent sur le manteau neigeux de l'écosystème arctique.

Bien que plusieurs études s'intéressent aux EPSN ainsi qu'à leur détection à partir de modélisation ainsi que d'observations basées sur des réanalyses climatiques, aucune ne propose une application à grande échelle à partir de données MOP. Grenfell et Putkonen (2008) ont montré que la détection des EPSN ainsi que celle des croûtes de glaces sont possibles à l'aide de données dans le domaine des micro-ondes passives sur l'île de Banks, NU, Canada. Cette étude a servi de base à l'élaboration de la méthode de détection proposée dans cette thèse (Dolant et al., 2016) et de motivation quant à l'application sur l'ensemble du territoire de l'Arctique Canadien. L'apport du développement d'une méthode basée sur des données satellitaires est donc une approche intéressante afin de couvrir spatialement et temporellement l'Arctique Canadien.

1.3. Objectifs et hypothèses

Afin de répondre à la problématique des EPSN en Arctique, l'objectif général de la thèse est de développer une méthode de détection et de suivi des EPSN à partir de données micro-ondes passives. Cette recherche a pour but d'obtenir une meilleure compréhension de la répartition de la pluie à grande échelle et connaître les tendances spatio-temporelles des occurrences en toundra, et cela dans le contexte du changement climatique actuel.

Le développement de la méthode et le suivi des EPSN se divisent en quatre objectifs spécifiques :

- a. Développer un algorithme de détection, à partir de données micro-ondes passives (*in-situ*, satellites) supportées par des données météorologiques
- b. Adapter l'algorithme de détection au contexte Arctique Canadien, basé sur un inventaire d'occurrence d'EPSN sur 14 stations arctiques depuis 1980.
- c. Appliquer la méthode de détection à une étude de cas de mortalité de caribou, et développer une méthode de détection des couches de haute densité.
- d. Produire des patrons spatio-temporels des EPSN depuis 1978, afin d'en extraire l'évolution et les anomalies spatiales dans l'Arctique Canadien pour comprendre les possibles liens avec le changement climatique.

Ces objectifs sont supportés par les hypothèses suivantes :

- a. La discrimination entre les événements de pluies sur neige et les périodes de fontes, causées par une augmentation des températures en Arctique, est possible à l'aide de données météorologiques et de données micro-ondes passives. Toutefois, la méthode de détection nécessite une adaptation en fonction des propriétés physiques de la neige d'un milieu.
- b. Une augmentation des températures engendre un changement du régime de précipitation, modifiant ainsi l'intensité et la fréquence des EPSN depuis 30 ans dans l'Arctique Canadien.
- c. La modélisation dans le domaine micro-onde permet la distinction entre un manteau neigeux avec et sans couche à haute densité (i.e. croûtes de glace et croûte de vent) et donc de détecter ces croûtes à partir de données satellitaires.

1.4. Rappel méthodologique et organisation de la thèse

Suite à ce chapitre introductif, le chapitre 2 expose le cadre théorique des différents principes physiques de la télédétection sur lesquels cette thèse repose. Le chapitre 3 répertorie les différentes données ayant été nécessaires à l'accomplissement de ce projet de thèse. La méthode de détection des pluies sur neige à partir de données micro-ondes passives est présentée dans le chapitre 4, qui a fait l'objet d'un article publié dans la revue *Hydrological Processes*. L'adaptation de cette méthode au contexte de l'Arctique Canadien a été basée sur un inventaire des événements de pluies sur neige sur 14 stations météorologiques du réseau d'ECCC, qui ont servi de référence pour l'analyse statistique en lien avec l'application de la méthode sur des données micro-ondes passives depuis 1984, et est exposée dans le chapitre 5. Les résultats de ce chapitre sont publiés dans la revue *Physical Geography*. Les résultats présentés dans le chapitre 6 portent sur le développement d'un indice de détection des couches de haute densité. Ce chapitre fut ajouté pour faire suite à une demande du service de la faune d'ECCC concernant l'observation des conditions de neige durant l'hiver 2016 ayant probablement causé le décès de la harde de caribous de Barren Ground sur l'île du Prince Charles, Nunavut. Afin de comprendre le lien entre les conditions de neige et la disparition de la harde de caribou, une méthode de détection des couches de haute densité a été développée. Cette méthode est basée sur une adaptation de la méthode de détection des croûtes de glace de Montpetit, 2015. Les résultats de cette étude sont publiés dans la revue *Geophysical Research Letters*. Le chapitre 7 se concentre sur l'application de la méthode de détection des pluies sur neige (Dolant et al., 2017) sur l'ensemble de l'Arctique Canadien.

Chapitre 2

Cadre théorique

Ce chapitre a pour objectif de définir les bases et principes physiques sur lesquels repose le travail effectué dans cette thèse. Une brève partie est réservée aux processus de formation des précipitations. Le suivi du couvert nival par télédétection est ensuite abordé, ainsi que les différentes lois physiques sur lesquelles reposent les observations satellites utilisées dans cette thèse.

2.1. Généralités sur la formation des précipitations

La phase de précipitation (i.e. liquide ou solide) est fonction de l'humidité relative de l'atmosphère et de la température au moment de la chute. La formation complète des précipitations est un processus complexe régi par trois grandes phases : la formation du nuage, le développement des particules précipitantes et la précipitation proprement dite. Une phase de contact (i.e. dépôt) avec le sol est aussi nécessaire à la compréhension du processus global de précipitations et de l'interaction avec le sol dans le contexte des pluies sur neige. La formation des nuages est le résultat d'une sursaturation de l'air en vapeur d'eau dans l'atmosphère permettant ainsi la condensation des particules en suspension, qui en s'agglomérant, forme une masse nuageuse. La vapeur d'eau nécessaire pour former des nuages provient de l'évaporation, en particulier au-dessus des étendues d'eau. Il est donc accepté qu'en milieu insulaire (comme l'Arctique Canadien), la forte présence d'eau favorise la formation de nuages. Les nuages sont lieux de formation des hydrométéores, pouvant être de différents types selon la température du nuage (i.e. gouttelettes ou cristaux de glace). Deux processus permettent le développement d'éléments au sein du nuage. Le processus de Bergeron (pour les particules $< 100 \mu\text{m}$) permet l'agglomération des particules entre elles par accréation des particules liquides (processus de surfusion) sur les cristaux de glace (vapeur d'eau de ces particules liquides en surfusion se lie aux cristaux de glace) présents dans le nuage. Le processus de Bergeron peut être lié à l'effet de coalescence qui consiste à agglomérer des particules identiques entre elles et permet l'accroissement de la taille des particules en suspension dans les nuages. Les particules peuvent précipiter jusqu'au sol (lorsque le poids devient trop élevé) mais peuvent être aussi

sublimées ou évaporées dans la troposphère. Ce phénomène peut se produire quand le nuage d'origine a une faible extension verticale (i.e. nuage lenticulaire, stratosphérique polaire, nuage arctique; Shupe et Intrieri, 2004; Burroughs et Crowder, 2007; Pruppacher et Klett, 2010; Morrison et al., 2012). Le type de précipitations résultant est fonction des propriétés de l'atmosphère à l'instant « t » (Figure 2-1). Chaque type de précipitation (bruine, neige, pluie, grésil, etc.) a des caractéristiques bien précises comme la taille (i.e. de 0,1 mm pour de la bruine à ~5 mm pour de la pluie ou de la neige), le processus de formation (effet de coalescence, effet de Bergeron), l'origine (i.e. type de nuage) et la vitesse de chute ($\sim 1 \text{ m.s}^{-1}$ pour de la neige et ~ 2 à 10 m.s^{-1} pour de la pluie selon l'intensité). Dans la zone hors nuage de la troposphère, un changement de température régit le type de précipitation (Figure 2-1). En présence de températures inférieures au point de fusion de 0°C (pour une pression normale de 1013,25 hPa), la précipitation se fait sous forme solide (i.e. neige) ou mixte (i.e. grésil). Alors que si la précipitation est au contact de températures supérieures au point de fusion, les particules précipitent sous forme liquide. Par ailleurs, le verglas peut être dû à la présence d'un sol froid ($< 0^\circ\text{C}$) et peut créer une fine pellicule à la surface pouvant, sur le long terme, servir de base pour la formation de croûte de glace. Au vu du lien entre la phase de précipitation et les températures il est donc possible d'admettre qu'une hausse des températures a un impact sur le type de particules précipitantes (i.e. transition d'une dominance solide à liquide).

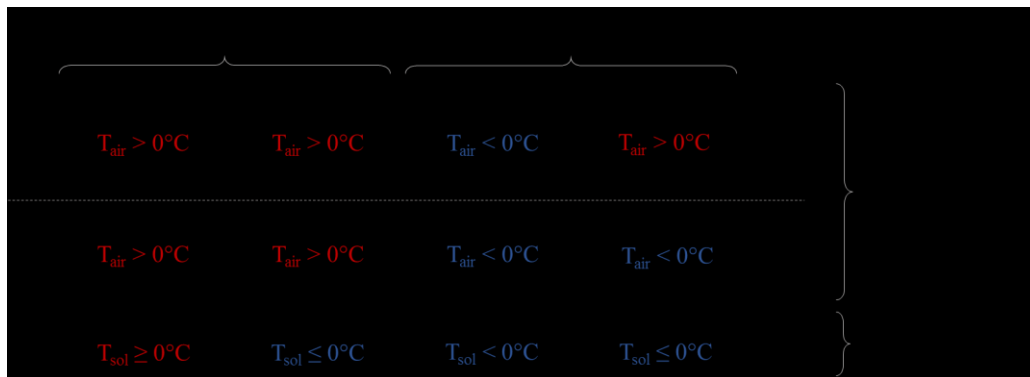


Figure 2-1 : Répartition des différents types de précipitations en fonction de leur interaction avec la température de l'air et du sol (le trait épais noir correspond à la pellicule de glace formée en cas de verglas)

2.2. Le suivi du couvert nival par télédétection

La télédétection permet l'étude des surfaces terrestres et de l'atmosphère dans plusieurs domaines du spectre électromagnétique. Les domaines du visible (400 à 700 nm) et du proche infrarouge (700 nm à 1500 nm) permettent d'obtenir des photographies aériennes ou des images satellites (Landsat, IKONOS, MODIS, SPOT...) de la surface terrestre permettant l'analyse des changements de surface comme l'étendue spatiale du couvert nival (Hall et Riggs, 2014), ainsi que les mouvements des glaciers. Les données satellitaires acquises dans le visible et le proche infrarouge ont une résolution spatiale relativement fine (entre 10 et 250 m), mais sont très sensibles à la couverture nuageuse et dépendantes des conditions d'éclairement. De plus, elles sont rapidement saturées lors d'observations d'une surface à fort albédo (Dowdeswell et McIntyre, 1986; Winther, 1993). L'étude des températures de surface est possible dans le domaine de l'infrarouge thermique (8 μm à 14 μm). Ces longueurs d'onde permettent une application diurne et nocturne, mais restent sensibles aux couverts nuageux et sont donc non adaptées pour l'étude de la surface terrestre en cas de perturbation atmosphérique (i.e. présence de nuage). Le domaine des hyperfréquences ou micro-ondes (actives et passives) a pour principal avantage d'être opérationnel indépendamment des conditions d'ensoleillement ainsi que dans la quasi-totalité des conditions atmosphériques, mais contient néanmoins certaines bandes d'absorptions (Figure 2-2) de la vapeur d'eau (i.e. une peu intense à 22 GHz et une complète à 183 GHz, soit $\sim 13,6$ mm et $\sim 1,6$ mm respectivement) et de l'oxygène (i.e. ~ 60 GHz et 118 GHz ou $\sim 5,0$ mm et $\sim 2,5$ mm respectivement). Toutefois, certaines corrections sont nécessaires (i.e. la sensibilité aux contributions atmosphériques est proportionnelle à la fréquence d'acquisition).

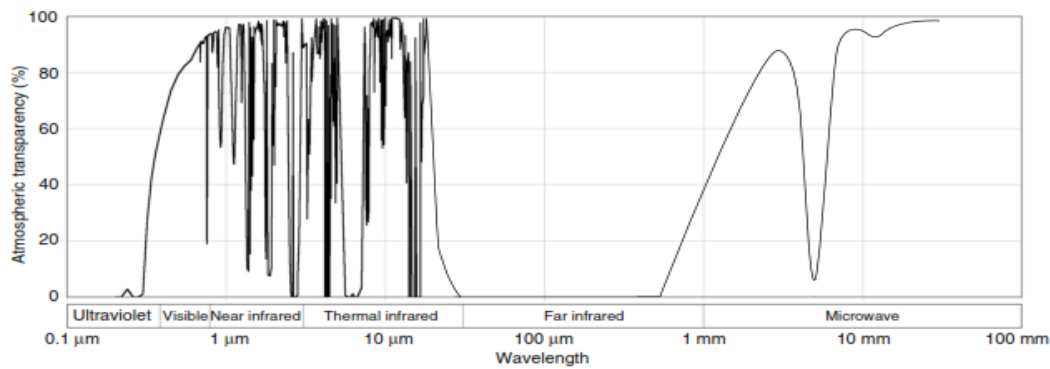


Figure 2-2 : Transmittance atmosphérique (%) en fonction des longueurs d'onde du spectre électromagnétique (en unité métrique), tiré de Rees, 2006

L'acquisition de données dans le domaine des hyperfréquences est possible soit par méthode active ou par méthode passive. Les observations dans le domaine des micro-ondes actives acquises à partir de système radar (*Radio Detection And Ranging*) ont une résolution inférieure à 100 m, mais sont sujettes à grands nombres de corrections (i.e. distorsion géométrique en fonction de la résolution, radiométrique, bruit), comme dans le domaine du visible et de l'infrarouge. Les observations micro-ondes passives sont obtenues par l'enregistrement du rayonnement énergétique dans le domaine des hyperfréquences, naturellement émis par la Terre, contrairement au système actif qui émet et enregistre un signal rétrodiffusé par la surface terrestre (i.e. l'intensité du signal rétrodiffusé est fonction de la surface observée et de la distance entre la surface et le système d'acquisition). L'énergie reçue par les capteurs passifs, appelés aussi radiomètres, est fonction de la température et de l'émissivité de la surface observée. Ainsi plusieurs contributions peuvent être prises en compte dans le signal reçu par l'antenne (i.e. atmosphère, un rayonnement réfléchi par le sol, émis par le sol, sous-sol).

Malgré la résolution spatiale des micro-ondes passives, qui demeure de l'ordre de la dizaine de kilomètres, cette méthode d'acquisition reste privilégiée quant à l'étude du manteau neigeux de par sa sensibilité aux propriétés diélectriques du couvert nival (i.e. teneur en eau, densité, température) qui par conséquent, représente un grand potentiel dans l'étude des changements engendrés par des événements tels que la pluie sur neige ou la

densification par le vent. De plus, l'objectif principal de cette thèse est le suivi temporel et la production d'une climatologie de suivi des pluies sur neige, il est donc préférable d'avoir des observations satellitaires de surface ainsi que de la structure interne du manteau neigeux depuis au moins 30 ans (période nécessaire pour l'utilisation du terme climatologie selon l'Organisation mondiale de la météorologie). En effet, l'acquisition de données dans le domaine MOP se trouve être sans interruption avec des observations quotidiennes depuis la fin des années 1970 (i.e. capteur SMMR).

2.3. Observations micro-ondes passives pour l'étude de la neige

Le manteau neigeux est composé de trois grands ensembles : l'interface air-neige, le manteau neigeux à proprement dit (i.e. composé de plusieurs couches) et l'interface neige-sol. Les notions relatives à l'émissivité et à la température effective sont présentées dans la première partie de ce sous-chapitre et sont ensuite abordées les notions de propagation du signal à travers le manteau neigeux.

Les observations dans le domaine des micro-ondes passives (i.e. dérivée de la tension enregistrée par le radiomètre) s'expriment en température de brillance (T_B en Kelvin), qui correspond à l'intensité énergétique émise naturellement par un objet. La température de brillance dépend principalement de deux éléments : l'émissivité et la température effective (T_{eff} en Kelvin) de la surface observée, ici le manteau neigeux. La température de brillance est définie par l'approximation de Rayleigh-Jeans et peut s'exprimer selon la formule suivante, dans le cas d'un manteau isotherme :

$$T_{B_f} = \varepsilon_f \cdot T_{eff} \quad (2-1)$$

La variation des propriétés intrinsèques des différentes couches du manteau neigeux influence fortement l'émissivité (ε_f) de l'ensemble du manteau neigeux. L'émissivité d'un corps se traduit par sa capacité d'émission et est le rapport entre le rayonnement émis d'un milieu (R_f en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) et le rayonnement émis par un corps noir (R^o_f) dans un état d'équilibre thermique et est exprimée avec la formule suivante :

$$\varepsilon_f = \frac{R_f}{R^o_f} \quad (2-2)$$

L'émissivité est comprise entre 0 et 1 et est fonction de la fréquence d'acquisition et dépend de la structure et de la composition du manteau neigeux ainsi que de sa teneur en eau liquide au vu de son influence sur la constante diélectrique (Hallikainen et al. 1986; Hallikainen et al., 1987; Langlois et al. 2011; Mätzler et al. 2005). La température effective d'un milieu est fonction de sa température pour une profondeur donnée et de sa constante diélectrique (i.e. par le coefficient d'atténuation du milieu). La théorie de la constante diélectrique d'un milieu permet de décrire la propagation du signal à travers un milieu, elle est un nombre complexe exprimé avec la formule suivante :

$$\epsilon = \epsilon' - j\epsilon'' \quad (2-3)$$

avec ϵ' la permittivité et ϵ'' le facteur de perte. La permittivité représente la vitesse de propagation de l'onde et le facteur de perte correspond à la dissipation de l'énergie (i.e. absorption). Les différentes couches du manteau neigeux ne sont pas homogènes, la propagation de l'onde à travers le manteau neigeux est régie par les lois de Snell-Descartes (en fonction de l'indice de réfraction du milieu) et les coefficients de réfraction de Fresnel.

Les fréquences de 19 et 37 GHz sont utilisées afin d'obtenir de l'information sur les différentes strates composant le manteau neigeux (Figure 2-3). Le rayonnement électromagnétique de la surface étudiée est polarisé, si l'onde est perpendiculaire au plan d'incidence de l'onde émise alors la polarisation est horizontale et si l'onde est parallèle au plan d'incidence, l'onde est alors verticale. Pour une même fréquence, la T_B en polarisation horizontale est plus faible qu'en polarisation verticale (Figure 2-3). Quand le manteau neigeux subit une densification ou une augmentation de la TEL, la polarisation horizontale est plus affectée que la polarisation verticale (i.e. augmentation du rapport H/V). Par conséquent, en conditions de neige sèche la T_B à 19 GHz est plus élevée qu'à 37 GHz en polarisation horizontale alors qu'en condition de neige humide la valeur de T_B à 37 GHz devient plus élevée que celle à 19 GHz (conditions mouillées en surface seulement).

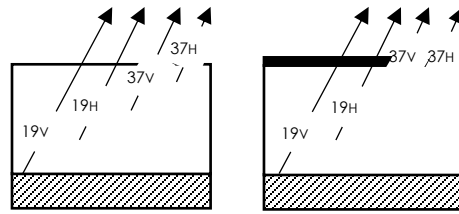


Figure 2-3: Schéma général de la réponse micro-onde; (1) manteau neigeux sec, (2) manteau neigeux humide en surface

2.3.1. Caractéristiques générales du manteau neigeux

Divers processus peuvent influencer les propriétés physiques du manteau neigeux comme le ruissellement, la percolation de l'eau, la sublimation, la compaction ou la densification. Le manteau neigeux est considéré comme un ensemble hétérogène composé de différentes couches toutes définies par des caractéristiques physiques telles que la température (T en $^{\circ}\text{C}$ ou en K), la conductivité thermique (κ en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$), la densité (ρ en kg.m^{-3}), l'épaisseur (h en cm), la microstructure et la teneur en eau liquide (TEL en %). Tous ces paramètres physiques régissent l'émissivité (ϵ) des différentes couches et par conséquent l'émissivité globale du couvert neigeux. En milieu de toundra, le manteau neigeux est composé comme suit : la couche supérieure (air/neige) est formée de grains ronds cohésifs et denses, la plupart du temps d'une taille inférieure à 0,5 mm. La couche interne (neige/neige) est souvent composée d'un mélange de grains ronds et de facettes avec une taille de grain comprise entre 0,5 et 1 mm en moyenne. La couche inférieure (neige/sol) se compose de givre de profondeur peu cohésif. La taille des grains, pour cette couche, est comprise entre 1 et 5 mm. Certains grains peuvent atteindre une taille supérieure si le sol est composé de végétation arbustive menant à un métamorphisme différent, causé par le flux de chaleur et le transfert de vapeur d'eau de la végétation présente au sol. De plus, lors d'un épisode de pluie sur neige ou de gel/dégel, le manteau neigeux peut se compléter avec d'autres couches supplémentaires, souvent composées de glace.

La température du manteau neigeux est une grandeur physique quantifiant le transfert thermique entre un élément et son milieu. La neige est un excellent isolant thermique, sa

température croît en fonction du profil vertical entre la couche supérieure et la couche inférieure, dans le cas d'un couvert neigeux sec. La conductivité thermique (s'exprime en $\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) sert à quantifier la capacité de la couche à transmettre un flux de chaleur selon un gradient de température dans un milieu stable (i.e. sans mouvement). Elle renseigne sur la porosité ou sur le taux d'humidité du milieu (Strum et al., 1997). Selon Sturm et al. (1997) et Colbeck et al. (1990), un milieu poreux est caractérisé par une faible conductivité thermique ($< 0,15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$; i.e. givre de profondeur, neige fraîche; Satyawali et Singh, 2008) alors qu'un milieu plus dense a une valeur de conductivité thermique plus élevée ($> 0,3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$; i.e. couche dense). La taille, la forme et la cohésion des grains déterminent grandement la densité d'une couche de neige (Rees, 2006).

2.3.2. Observations des températures de brillance en condition de neige sèche

Les propriétés physiques du manteau neigeux sont modifiées lors des processus de compaction ou de densification par transport éolien de masse de neige, engendré par des vents forts. La collision entre les grains de neige fragmente ceux-ci et permet donc une densification des grains fragmentés par un processus appelé métamorphisme de contact. Ce processus est intensifié en présence de cristaux fragiles (i.e. dendrite) particulièrement en cas de neige fraîche. La variable de taille des grains est habituellement exprimée par la surface spécifique des grains (SSA pour *specific surface area* en $\text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$). Néanmoins, certains modèles de transfert radiatif nécessitent une variable descriptive de la taille de grain différente de la SSA comme la longueur de corrélation (l_c ; Mätzler et al., 2002).

$$SSA = \frac{6}{\rho_{\text{glace}}} \cdot D_{\text{opt}} \quad (2-4)$$

avec ρ_{glace} la densité de la glace à $917 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ et D_{opt} le diamètre optique.

La neige fraîche a une faible densité de l'ordre de $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ alors qu'une couche de haute densité due au vent peut atteindre 400 voire $500 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (e.g. une densité de $506 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ a été mesurée près de Cambridge Bay, Nunavut durant la campagne d'avril 2016.).

2.3.3. Observations des températures de brillance en condition de neige humide

Un manteau neigeux composé de particules d'eau (i.e. $TEL > 0$) tend vers un état isotherme (i.e. température $\sim 0^\circ\text{C}$) atteint en cas de saturation, dû à la présence d'eau dans celui-ci. L'eau liquide dans le manteau neigeux subit un processus gravitationnel de percolation le long du profil vertical (Colbeck, 1972; Eiriksson et al., 2013; Wever et al., 2016), et peut aussi se déplacer par la force de capillarité (Hirashima et al., 2017) où l'interaction de deux milieux différents modifie ses propriétés diélectriques (due à la présence d'eau autour des cristaux qui est une solution non miscible). La percolation ne se fait pas de façon homogène (Avanzi et al., 2016) et suit un cheminement préférentiel (probabiliste) à une vitesse régie par la loi physique de Darcy (i.e. débit d'un fluide à travers un milieu poreux; Colbeck 1978, Wever et al., 2016). L'eau percolée est drainée lorsque que sa capacité de rétention est dépassée. Celle-ci dépend de la taille des grains (Hirashima et al., 2010) et de la densité avant percolation et peut varier de 12% de sa masse pour des densités autour de 250 kg.m^{-3} et de 7% pour des hautes densités supérieures à 450 kg.m^{-3} (Anena, 2017). De plus, Waldner et al., (2004) montre que la densité peut augmenter de 30 kg.m^{-3} .

Par ailleurs, la constance diélectrique est l'un des paramètres physiques de la neige le plus sensible à l'effet de l'eau (Ambach et Denoth, 1974; Schneebeli et al., 1998; Kwashima et al., 1998). Le manteau neigeux est considéré comme un mélange d'air, d'eau liquide et de cristaux de glace. Dans le domaine micro-onde, un apport liquide dans le manteau neigeux dit sec ($\epsilon \sim 1$), augmente significativement le contraste diélectrique entre l'eau ($\epsilon \sim 80$) et la glace ($\epsilon \sim 3$). Cette réaction à l'augmentation de la TEL est amplifiée dans le domaine micro-onde où les termes de l'équation 2-3 sont fonction de la fréquence d'acquisition. De plus, la fréquence de relaxation de l'eau (i.e. domaine de fréquence où le matériau devient très absorbant, pour l'eau $f = 8,5 \text{ GHz}$; Stiles et Ulaby, (1982)) se trouve dans le domaine des hyperfréquences. Le domaine des micro-ondes est donc très adapté pour l'étude du manteau neigeux au vu de la sensibilité de la constante diélectrique dans ce domaine fréquentiel (Marbouty, 1984).

2.4. Contributions externes aux T_B observées

Comme expliqué auparavant la résolution spatiale dans le domaine des micro-ondes passives est grossière, de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Un pixel peut donc être affecté par diverses contributions provenant d'une surface hétérogène. Afin de mieux interpréter et comprendre la mesure de T_B d'une observation satellite (i.e. dynamique intra pixel) il est donc nécessaire de comprendre les effets de ces contributions. Trois grandes contributions en plus du sol peuvent être prises en compte dans les observations de T_B acquises par satellite (T_{Bsat}) : la végétation au sol, la présence d'eau liquide (lacs) et l'atmosphère. Ainsi la relation entre la T_B issue du satellite et la fraction d'occupation du sol (F) ainsi que la contribution T_B de l'occupation du sol est expliquée avec l'équation suivante (Figure 2-4):

$$T_{Bsat} = F_{lac}(T_{B_{lac}}) + F_{sol}(T_{B_{sol}}) + F_{forêt}(T_{B_{forêt}}) + F_{forêt}((1 - \epsilon_{sol}) \cdot \tau_{forêt} \cdot T_{B_{forêt}} + (1 - \epsilon_{sol}) \cdot T_{B_{atm}}) + F_{forêt}(\tau_{forêt} \cdot T_{B_{surf}} + (1 - \epsilon_{sol}) \tau_{forêt}^2 \cdot T_{B_{atm}}) + T_{B_{atm}} \quad (2-5)$$

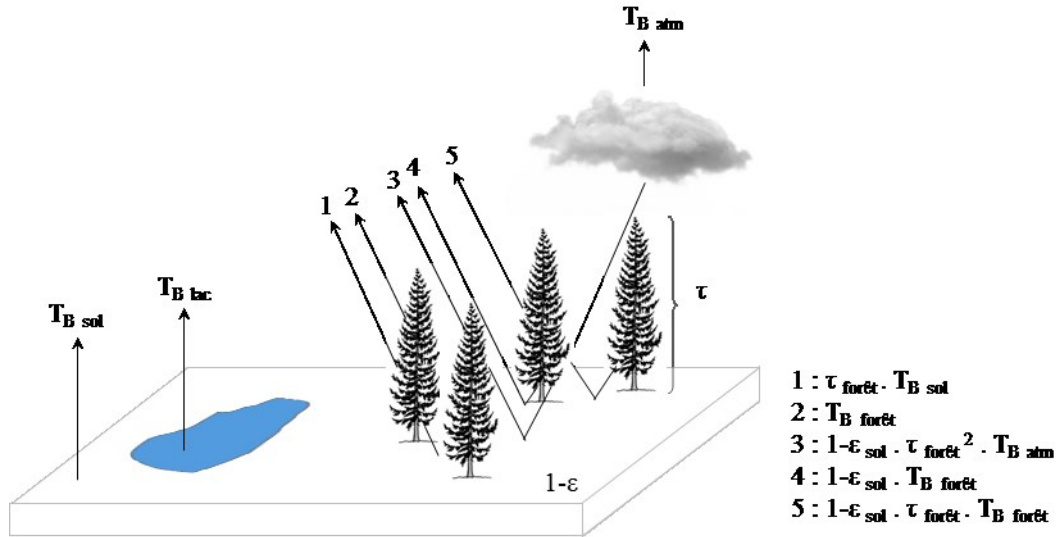


Figure 2-4 : Schéma des diverses contributions de l'occupation du sol et de l'atmosphère au signal reçu par les satellites, adapté de Pulliainen & Hallikainen, 2001

Les zones de toundra sont composées que de végétation très basse, la contribution de la végétation est donc négligeable dans la mesure de T_B provenant du satellite. Néanmoins, celle-ci reste perturbée par la présence de zones lacustres et aquatiques, il est estimé qu'au-

dessus de 40% d'occupation d'eau liquide dans un pixel (si pixel de 25 km de résolution la proportion du lac ne doit pas être > 250 km²) celui-ci est dominé par le signal de l'eau (Derksen et al., 2009). Ces pixels sont alors supprimés de l'analyse quant à l'application de la méthode de détection des pluies sur neige et des couches denses.

Afin de corriger les contributions possibles de la couche atmosphérique, il est nécessaire de connaître la quantité d'eau précipitable dans l'atmosphère. La transmittance (τ) et la température de brillance (T_B) réémise vers le satellite (pour chaque fréquence d'acquisition) sont calculées à partir d'une régression linéaire fonction de la teneur en eau précipitable (les coefficients de ces régressions linéaires sont abordés dans la section 2.5). La correction de la contribution atmosphérique est possible avec l'équation suivante :

$$T_{Bf}^{pol}{}_{corr.} = T_{Bf}^{pol}{}_{sat.} \cdot \tau_f + T_{B_{atm}} \uparrow_f \quad (2-6)$$

En considérant toutes ces contributions ainsi que le contexte de cette thèse, l'équation 2-5 peut être simplifiée comme suit:

$$T_{B_{sat}} = F_{lac}(T_{B_{lac}}) + F_{sol}(T_{B_{sol}}) + T_{B_{atm}} \quad (2-7)$$

2.5. Modélisation du transfert radiatif

Les modèles de transfert radiatif (MTR) servent à simuler les propriétés électromagnétiques d'un milieu (neige, atmosphère, etc.) à partir de ses propriétés physiques. Ils permettent d'extraire les coefficients intrinsèques de réflexion, de transmission et d'absorption permettant de connaître la répartition du signal émis par une surface ainsi que les interactions avec les autres milieux. Les équations utilisées dans un MTR sont basées sur la loi de conservation de l'énergie de Kirchhoff, et ce, afin de connaître la propagation de l'énergie dans un milieu dit fermé et dans une direction prédéfinie (i.e. le milieu fermé ici correspondant à chaque couche de neige composant le manteau neigeux ou à la couche atmosphérique). Les éléments de ce milieu fermé sont caractérisés par leur capacité d'absorption (densité de la neige et TEL), de diffusion (taille des grains) et d'émission.

Il existe actuellement deux grands types de MTR (Tedesco et Kim, 2006; Pan et al., 2016; Royer et al., 2017) : les modèles semi-empiriques et les modèles théoriques. Les modèles semi-empiriques reposent sur des dérivées de théories physiques (e.g. approximation de la

théorie de diffusion de Rayleigh) couplées avec des observations en vue d'améliorer les simulations (les modèles HUT - *Helsinki University Technology*, Pulliainen et al., 1999; MEMLS – *Microwave Emission Model of Layered Snowpacks*, Wiesmann et Mätzler, 1999). Les modèles théoriques reposent sur des théories physiques bien définies (e.g. dans le modèle DMRT-ML - *Dense Media Radiative Transfer Theory Multi Layer*, Picard et al., 2015) où certaines variables sont par exemple calculées à partir des équations de Maxwell. Les modèles semi-empiriques HUT et MEMLS sont utilisés dans cette thèse afin de modéliser les propriétés nécessaires aux corrections atmosphériques et celles du couvert nival pour l'analyse de la densification respectivement.

Le modèle *Millimeter-wave propagation model* (MPM; Liebe, 1989) implémenté dans HUT est utilisé ici afin de simuler les paramètres d'absorption, de diffusion et d'émission de la couche atmosphérique ainsi que le coefficient de transmission τ_f de la couche atmosphérique, et ce, afin de calculer la contribution totale de l'atmosphère (équation 2-6) dans le signal reçu par le satellite (Luo et al. 2007). La figure 2-5 montre la relation linéaire entre la variable d'eau précipitable et les paramètres simulés par HUT (transmittance et T_B réfléchi; équation ajustée de Roy, 2013).

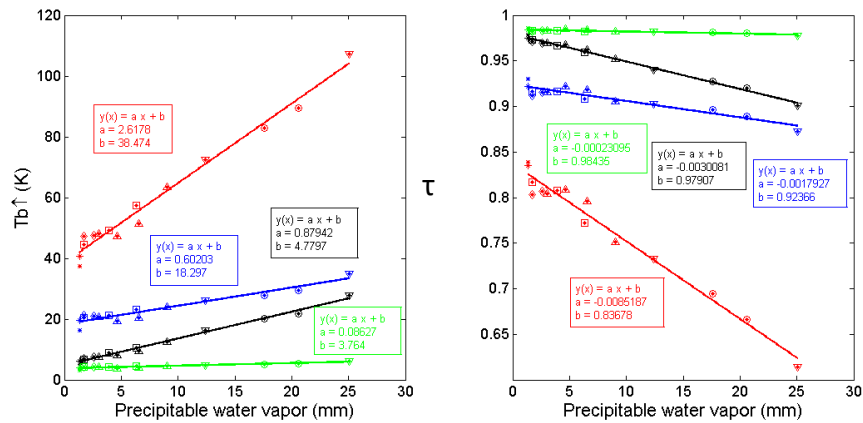


Figure 2-5 : Régression linéaire des coefficients de contribution atmosphérique τ et T_B réfléchi. La courbe noire correspond aux régressions linéaires pour une fréquence de 19 GHz et la courbe bleue correspond à celle pour une fréquence de 37 GHz (la courbe verte à 11 GHz et rouge à 89 GHz n'ont pas été utilisées), tiré de Roy, 2013.

Un deuxième MTR est nécessaire pour la simulation du manteau neigeux et des couches denses. Le modèle MEMLS est un modèle semi-empirique modélisant la T_B en fonction de la propagation de l'énergie à travers le manteau neigeux (Figure 2-6A), ainsi que les coefficients d'émission à partir de six variables sur les propriétés de la neige (densité en kg.m^{-3} , épaisseur de couche en cm, température de couche en K, TEL en %, salinité en ppm et longueur de corrélation exponentielle en mm) et ce dans un domaine fréquentiel de 5 à 100 GHz (Mätzler and Wiesmann, 1999; Wiesmann and Mätzler, 1999). Le calcul du coefficient de diffusion des éléments d'une couche est basé sur l'approximation de Born améliorée (IBA) qui permet d'étendre les valeurs de longueur de corrélation jusqu'à 0,70 mm (i.e. spectre initial entre 0,01 et 0,3 mm, domaine de la diffusion de Rayleigh). La propagation de l'énergie le long du profil vertical du manteau neigeux (i.e. interaction entre couches) est basée sur la théorie de propagation à six flux (i.e. six directions spatiales; Wiesmann et Mätzler, 1999; Figure 2-6B). Plusieurs études ont montré la capacité du modèle MEMLS dans la modélisation de couches denses et de couche de glace (Rees et al., 2010; Montpetit et al., 2013; Montpetit 2015). La modélisation du manteau neigeux est possible en paramétrant des coefficients de réflectivité du sol dérivés du modèle de Wegmüller et Mätzler (1998) adapté par Montpetit et al. (2018). La taille des grains dans MEMLS est caractérisée par la longueur de corrélation exponentielle obtenue à l'aide de la formule suivante :

$$l_{c_exp} = \beta \left(\frac{4}{3} \cdot \left(1 - \frac{\rho_{neige}}{\rho_{glace}} \right) \cdot r_{opt} \right) \quad (2-8)$$

avec $\beta = 0,75$ (Mätzler, 2002), ρ_{neige} la densité de la couche de neige, ρ_{glace} la densité de la glace fixée à 917 kg.m^{-3} et r_{opt} le rayon optique.

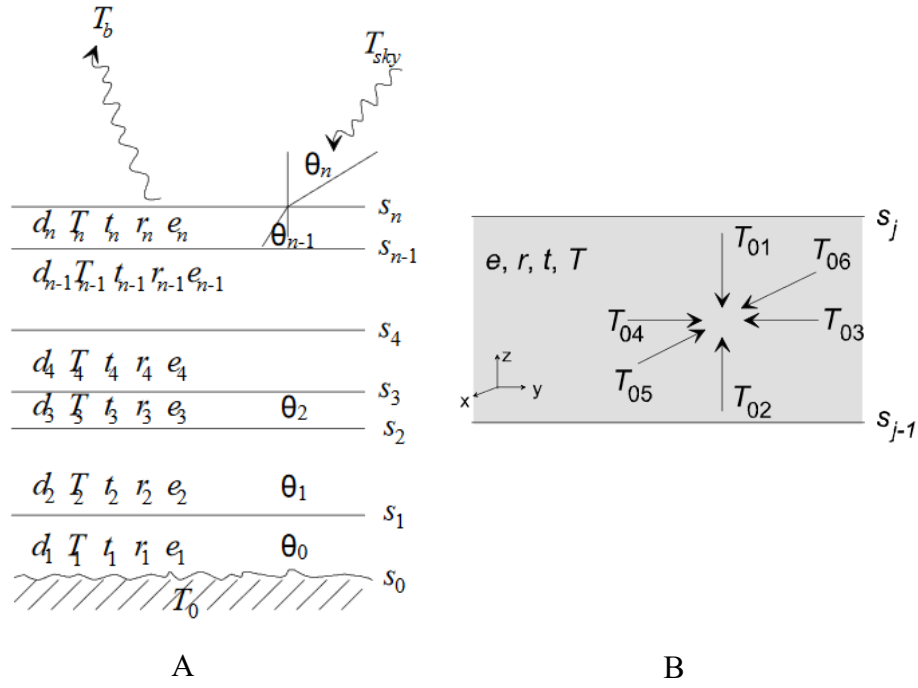


Figure 2-6: Schéma des interactions entre les couches dans le modèle MEMLS (A) avec pour chaque couches les variables d'épaisseur (d), de température (T), de réflexion de la couche (r), d'émissivité (e) et de transmissivité (t) pour une angle d'observation (θ), Schéma de la théorie de propagation à six flux (B) où e , r , t et T représentent les mêmes variable que A. Les flèches associées aux variables T_{01} à T_{06} correspondent aux six sens de propagation pour une couches j . Tiré de Mätzler et Wiesmann, 1999.

Dans cette thèse, le modèle MEMLS a été utilisé afin d'étudier l'effet de la densification d'une couche de surface sur les T_B et de définir des indices de détection des couches denses basés sur l'analyse du rapport de polarisation dérivé de la méthode de détection des croûtes de glace de Montpetit, 2015.

Chapitre 3

Site d'étude et données utilisées

3.1. Zone d'étude

L'Arctique Canadien (AC; Figure 3-1) est un regroupement de 90 îles majeures (i.e. Baffin, Victoria, Ellesmere, Banks, etc.) pour une superficie totale d'environ 1,5 million de km² répartie sur les Territoires-du-Nord-Ouest et le Nunavut. En raison de sa situation géographique aux hautes latitudes, l'AC est, comme l'ensemble des régions polaires, caractérisé par un bilan radiatif négatif au sommet de l'atmosphère, dû à une forte perte de chaleur principalement causée par un rayonnement solaire plus faible et par le fort pouvoir réflecteur de la neige (albédo élevé). L'Arctique Canadien est régi par un climat polaire et caractérisé par la nuit polaire durant la période hivernale. Ce climat relativement sec est néanmoins contraint à diverses perturbations océaniques provoquées par les courants et oscillations marines pouvant augmenter l'humidité spécifiquement sur les zones côtières de la région arctique (i.e. Gyre de Beaufort, courant de Baffin). La végétation, relativement basse, pousse sur du pergélisol et est principalement composée de mousse, lichen et carex sur l'ensemble du territoire pouvant inclure des îlots de végétation plus divers (i.e. saxifrage, saule arctique, épilobes à feuilles larges, ...). La faune présente dans l'AC est composée de mammifères (i.e. bœuf musqué, caribou, lemming, ours blanc, renard arctique, narval, baleine boréale ...), d'oiseaux (i.e. lagopède, bruants des neiges, sterne arctique, harfang des neiges, oie des neiges, ...) et différents invertébrés (mouche noire, moustiques, bourdon arctique, ...).

Bien que les méthodes de détection (EPSN et couche à haute densité) développées dans cette thèse s'appliquent à tout l'AC, le développement (basée sur des mesures au sol) et la validation (satellitaire) de ceux-ci ont été faits sur des sites spécifiques où des données de stations météorologiques sont disponibles. Ces sites sont identifiés à la figure 3-1 avec les articles correspondants, alors que le détail sur les données est disponible à la section 3.2.

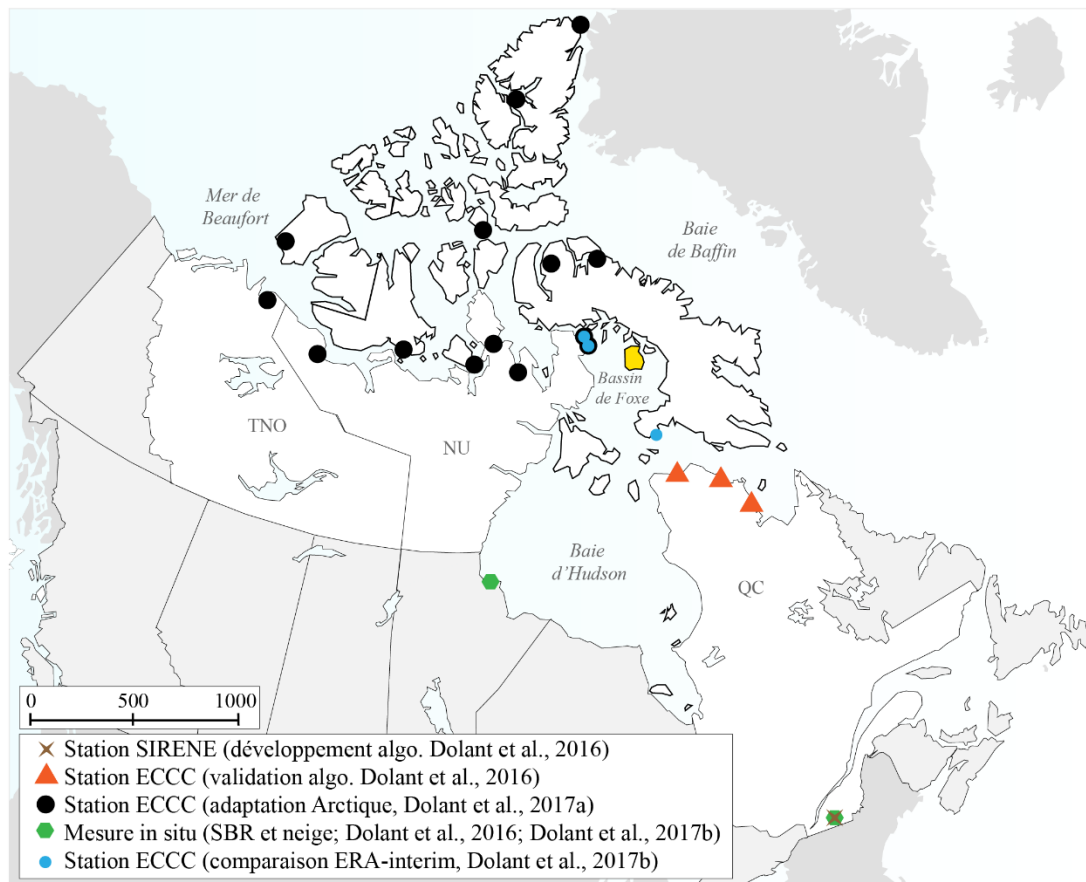


Figure 3-1 : Carte de localisation des zones étudiées. La zone avec contour noir gras correspond à l'Archipel Arctique Canadien. La zone jaune représente l'île du Prince Charles. Les stations identifiées "Station ECCC" correspondent aux stations météorologiques du réseau d'Environnement et Changement Climatique Canada, le terme SBR correspond aux données acquises à l'aide des radiomètres

3.2. Données

3.2.1. Données météorologiques

Les données météorologiques proviennent de deux sources différentes : la station météorologique du Site Interdisciplinaire de Recherche en ENvironnement Extérieur (SIRENE) de l'Université de Sherbrooke; et du réseau de stations météorologiques d'Environnement et Changement Climatique Canada (ECCC; Figure 3-1; Tableau 3-1).

La station SIRENE est localisée sur le campus de l'Université de Sherbrooke dans un espace dégagé au cœur de la forêt mixte du parc du Mont-Bellevue. La station

météorologique est équipée d'une tour avec plusieurs instruments de mesures nivales, tous installés à 2 m excepté l'anémomètre (vitesse et direction du vent) fixé à 3 m afin d'éviter toutes perturbations provenant de la tour (obstruction par les instruments). Les données de température de l'air et de surface, d'humidité relative et de vitesse et direction du vent sont récoltées toutes les 30 secondes. Les précipitations sont mesurées à l'aide d'un disdromètre muni d'un capteur de visibilité pouvant renseigner sur la phase et sur l'intensité d'un évènement précipitant. Ce système automatique permet la discrimination de quatre types de précipitations (i.e. pluie, bruine, pluie/neige et neige) classées en 39 dénominations avec une sensibilité de 0.05 mm.h^{-1} . La résolution temporelle des mesures est de 10 minutes.

Le réseau météorologique d'ECCC (Figure 1-3) est composé d'environ 750 stations (ECCC et stations partenaires exploitées par ECCC) dont une cinquantaine en zone de toundra (~30 dans l'AC). Les stations météorologiques du réseau d'ECCC sont équipées de plusieurs instruments permettant de mesurer l'humidité, la température, la quantité de précipitation, la vitesse et direction des vents, l'équivalent en eau de la neige, la hauteur du plafond nuageux et le rayonnement solaire respectivement. La procédure de prises de données des stations du réseau d'ECCC est normalisée afin de conserver une homogénéité sur l'ensemble du réseau et est conforme aux normes de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM). Toutes ces procédures sont expliquées dans le manuel d'observations météorologiques de surface (MANOBS, 2015). Cependant, toutes les stations ne sont pas équipées du même nombre d'instruments par conséquent certaines variables ne sont pas disponibles partout (i.e. précipitations). Ces mesures sont parfois complétées par des observations supplémentaires comme l'épaisseur de neige à proximité de la station (moyenne de plusieurs mesures autour de la station d'observation), des observations visuelles du couvert nuageux, la visibilité et l'observation de phénomènes atmosphériques (e.g. orage, précipitations, bruine, brouillard). Celles-ci sont composées d'observations sur le type de précipitation ainsi que sur l'intensité des évènements précipitants. Les données de températures de l'air et des heures de précipitations liquides ont permis la validation de l'algorithme de détection des pluies sur neige sur trois pixels au Nunavut, Québec (Dolant et al., 2016). De plus, un jeu de données temporelles plus complet comprenant la température de l'air (moyenne, maximum et minimum), la hauteur de neige autour de la station ainsi que la quantité de précipitation liquide lors d'épisodes de pluie sur neige a été

utilisé pour l'analyse et l'adaptation de l'algorithme au contexte arctique (Dolant et al., 2017). Les données de pression et de vitesse du vent disponibles aux stations ECCC autour du bassin de Foxe, Nunavut (i.e. au sud de l'Île du Prince Charles identifié en jaune sur la figure 3-1) ont permis l'observation des conditions météorologiques durant le mois d'avril 2016 dans le cadre de l'étude présentée dans le chapitre 6 (Dolant et al., 2018).

Dans cette thèse, la station SIRENE et uniquement celles d'ECCC ont été utilisées (Figure-1-3, Figure 3-1) dont trois stations au Nunavik, Québec pour le développement et la validation de l'algorithme de détection. L'adaptation de la méthode au contexte arctique (chapitre 5) est basée sur l'analyse statistique de 14 autres stations réparties dans l'AC, dont deux dans la région d'Inuvik, Territoires du Nord-Ouest, cinq dans la région du Kitikmeot, Nunavut, et sept dans la région de Qikiqtaaluk, Nunavut. Enfin les données météorologiques de trois stations d'ECCC ont été utilisées pour la comparaison avec les données ERA-interim dans le chapitre 6 de cette thèse.

3.2.2. Données de réanalyses atmosphériques

Deux types de réanalyses sont utilisées dans cette étude (Tableau 3-1) afin d'obtenir de l'information sur les variables suivantes : eau précipitable (kg.m^{-2}), pression atmosphérique (Pa) et vitesse du vent (m.s^{-1}).

Les données de réanalyses *North American Regional Reanalysis* (NARR) sont issues d'un couplage de modèles atmosphère-surface et d'observations météorologiques multisources assimilées (Mesinger et al., 2006). Ces données sont disponibles depuis 1979 et régies par la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) avec une résolution temporelle de trois heures et une résolution spatiale de $0,3^\circ$ soit ~ 32 km, projetées sur une grille couvrant l'ensemble de l'Amérique du Nord. La valeur d'eau précipitable contenue dans l'ensemble des couches atmosphériques (29 couches) est nécessaire afin de calculer la contribution de l'atmosphère dans les mesures satellitaires et donc d'en corriger les principaux effets (cf. section 2.3.2).

Les données ERA-interim (Dee et al., 2011) ont été utilisées pour l'analyse synoptique des conditions météorologiques (Chapitre 6) pour l'hiver 2015-2016. Les réanalyses ERA-interim (4D-var) sont disponibles depuis 1979 et sont produites par le Centre européen

pour les prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT, plus communément dénommer ECMWF pour *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Ces données sont disponibles aux 6 h avec une résolution spatiale de 80 km. Les données de pression atmosphérique et de vent ont permis de déterminer la date et l'intensité de la tempête responsable du changement des conditions de surface de la couche supérieure du manteau neigeux sur l'Île du Prince Charles.

3.2.3. Données in-situ du couvert nival

Les propriétés géophysiques de la neige sont obtenues lors des campagnes de terrain hivernales et servent à valider ou forcer les modèles thermodynamiques de neige (e.g. SNOWPACK, Crocus) ou de transfert radiatif (e.g. MEMLS). Ici les mesures sont utilisées afin de paramétrer le modèle de transfert radiatif MEMLS pour la modélisation de l'émission micro-ondes du couvert nival en présence d'une ou plusieurs couches à haute densité (Chapitre 6). Les données nivales nécessaires à la production de ces simulations ont été collectées durant l'hiver 2010 à Churchill, Manitoba dans le cadre de la campagne Canadienne CoReH2O (*Cold Regions Hydrology High-resolution Observatory*; i.e. à la limite sud de la zone de toundra). Les mesures de densité ont été faites à une résolution verticale de 3 cm à l'aide d'un couteau à densité d'un volume de 200 cm³ et d'une balance de précision ($\pm 0,5$ g; *Pesola light serie*). Le profil de température est obtenu avec une résolution verticale de 3 cm à l'aide d'une sonde digitale de température ($\pm 0.1^\circ\text{C}$; *Traceble 2000*). La caractérisation des grains est représentée par la *Specific Surface Area* (SSA) mesurée à l'aide d'une sphère intégrante dans le domaine des infrarouges (IRIS, Montpetit et al. 2012). Cette mesure de SSA est convertie en longueur de corrélation exponentielle (l_{c_exp}) requise par le modèle MEMLS (voir section 2.5).

Les données radiométriques ont été obtenues sur le site expérimental de SIRENE (2013) à l'aide de deux radiomètres aux fréquences de 19 et 37 GHz aux polarisations horizontales et verticales (SBR; *Surface Based Radiometers*; Amsus et al., 1999). Les radiomètres sont installés à 2 m du sol avec un angle d'incidence de 55° analogue aux mesures satellitaires (i.e. angle de Brewster afin de maximiser la quantité d'énergie émise par le manteau neigeux; Tableau 3-1). Cette configuration d'installation permet une résolution spatiale de 0,4 m².

3.2.4. Données satellites

Les observations satellitaires micro-ondes passives, quantifiées par la température de brillance, sont disponibles dans les archives du *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC) depuis 1978. Toutes les données satellitaires utilisées sont projetées sur la grille *Equal-Area Scalable Earth Grid* (EASE-Grid) avec une résolution spatiale de 25 km permettant une homogénéité dans les données.

La validation de l'algorithme de détection est faite sur des données du capteur *Advanced Microwave Scanning Radiometer for Earth observing system sensor* (AMSR-E; produit : *AMSR-E/Aqua Daily EASE-Grid Brightness Temperatures*; Knowles et al. 2006). Le suivi des événements depuis 1978 (Chapitres 5 et 7) a été fait sur la série des capteurs *Scanning Multi-channel Microwave Radiometer* (SMMR; produit : *Nimbus-7 SMMR Pathfinder Daily EASE-Grid Brightness Temperature*; Knowles et al. 2000), *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) et *Special Sensor Microwave Imager/Sounder* (produit : *DMSP SSM/I-SSMIS Pathfinder Daily EASE-Grid Brightness Temperatures*; Kunkee et al. 2008 ; Yan et Weng, 2009), afin de diminuer les biais de discontinuité de la série temporelle. Toutes ces données ont été corrigées des contributions atmosphériques (section 2.4 et 2.5) et plus de détails sont fournis dans les articles scientifiques publiés.

La zone étudiée dans ce projet est exclusivement composée de toundra, il est donc usuel d'utiliser des masques d'occupation du sol afin de masquer les zones non étudiées. Pour ce faire les masques d'occupation du sol utilisés sont : le *Land – Ocean – Coastline - Ice* (LOCI; Knowles, 2004a) et le masque de classification de l'occupation du sol (*EASE-Grid Land Cover Classifications Derived*; Knowles, 2004b) basée sur les données de l'*International Geosphere Biosphere Programme* (IGBP; Friedl et al., 2002). Ces masques sont dérivés des images du capteur *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) et permettent de discriminer les terres émergées, les zones glaciaires, les lignes de côtes, les étendues d'eau et les différents types de végétation (forêts, milieux humides).

Tableau 3-1: Tableau récapitulatif des différentes données utilisées par chapitre

Données météorologiques		SIRENE	Chapitre 4
		ECCC	Chapitres 4, 5, 6
Données de réanalyses climatiques		NARR	Chapitres 4, 5, 6, 7
		ERA-interim	Chapitre 6
Données in-situ		Puit de neige	Chapitre 6
		Radiomètres	Chapitre 4
Données satellites	MOP	<i>SMMR</i>	Chapitres 5, 7
		<i>SSM/I - SSMI/S</i>	Chapitre 5, 6, 7
		<i>AMS-R-E</i>	Chapitre 4
		Masque d'occupation du sol	Chapitre 7

Chapitre 4

Développement d'un algorithme de détection des évènements de pluie sur neige et analyse du potentiel de détection : étude de cas au Nunavik

4.1. Présentation de l'article

Plusieurs études montrent le caractère nuisible des évènements de pluies sur neige (Putkonen et Roe, 2003; Ye et al., 2008; Rennert et al., 2009), notamment en cas de chute de température abrupte amenant à la formation de croûte de glace et ayant des conséquences graves sur la faune arctique. Afin de détecter ces évènements et documenter leurs évolutions spatio-temporelles, particulièrement en milieu reculé comme l'AC, le développement d'une méthode de détection satellitaire est essentiel. Le premier objectif de cette thèse est de développer une méthode de détection à partir de mesures radiométriques et des données météorologiques (i.e. section 3.2). La méthode empirique développée ici (Figure 4-1) est basée sur une série de mesures radiométriques durant un épisode de pluie durant l'hiver 2013 sur le site de SIRENE (Sherbrooke, Canada) et est composée de deux itérations successives appliquées sur des paramètres dérivés des températures de brillance (ΔT_B , GRP, etc.) à 19 et 37 GHz dans les deux polarisations. Les observations présentées ici ont montré une forte augmentation des T_B en conditions de neige humide avec particulièrement les T_B à 37GHz en polarisation horizontale plus élevée que celle à 19 GHz en polarisation horizontale, conduisant ainsi à un indice de GRP négatif. Par ailleurs il semble que cette approche par l'indice GRP permet la distinction entre les épisodes de fonte et les EPSN. Cette méthode est validée sur trois pixels satellites AMSR-E au Nunavik. Bien que cette méthode semble être satisfaisante, la principale limite résiduelle est la nature sporadique des EPSN ainsi que la courte période de données disponibles pour le développement et la validation de l'algorithme.

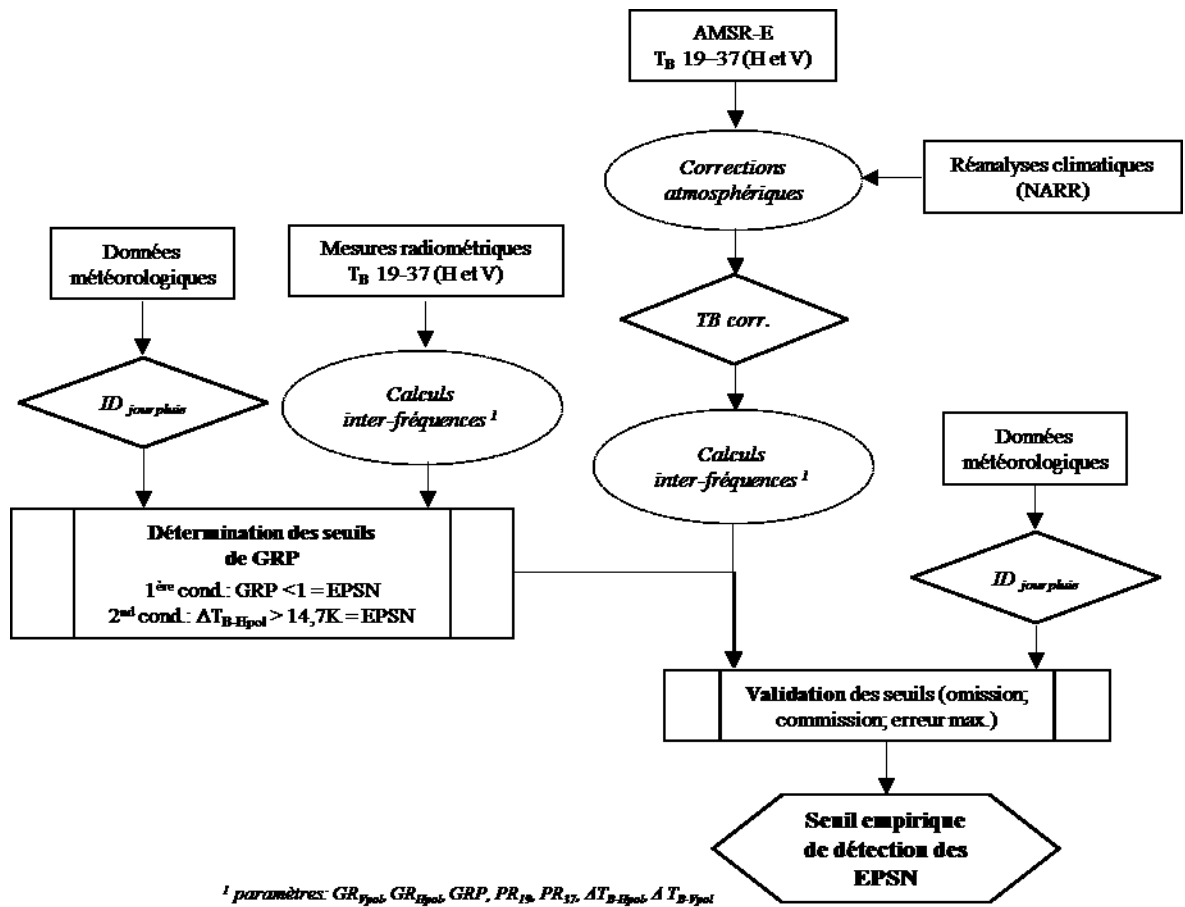


Figure 4-1: Organigramme méthodologique du développement de la méthode de détection des pluies sur neige (empirique)

Ce travail a fait l'objet d'une présentation orale à l'*Eastern Snow Conference* (ESC) 2014 à Boone (Caroline du Nord), États-Unis. Les résultats du développement de l'algorithme ainsi que la validation sur trois pixels AMSR-E ont été publiés dans le journal *Hydrological Processes* :

Dolant C., Langlois A., Montpetit B., Brucker L., Roy A. et Royer A., 2016, Development of rain-on-snow detection algorithm using passive microwave radiometry, *Hydrological Processes*, 30,3184-3196, DOI: 10.1002/hyp.10828

4.2. Article: Development of a rain-on-snow detection algorithm using passive microwave radiometry

Le réchauffement climatique actuel observé dans l'Arctique a de nombreuses conséquences, particulièrement sur le régime de précipitation qui se trouve être modifié. Cette modification se traduit par un passage de l'état de précipitation solide à un état de précipitation liquide voir mixte lorsque celles-ci sont mélangées lors des événements de pluie sur neige. De plus, ceux-ci peuvent conduire à la formation de croûte de glace, ayant un impact considérable sur les écosystèmes aussi bien biologique, hydrologique, écologique, mais aussi sur les processus physiques intrinsèques du milieu. La nature sporadique, aussi bien spatiale que temporelle des événements de pluie sur neige rend le suivi de ce phénomène difficile particulièrement à l'aide d'observations météorologiques. Cet article se focalise sur le développement empirique d'un indice dérivé des températures de brillance à 19 et 37 GHz (i.e. rapport de gradient de polarisation) pour la détection des événements de pluie sur neige. Cette méthode a été ensuite testée au Nunavik, Québec, à l'aide de données satellitaires micro-ondes passives du capteur AMSR-E. Nous obtenons une précision de détection de 57, 71 et 89 % sur les trois pixels d'AMSR-E correspondant aux trois communautés étudiées avec une erreur maximale de 7 %, en considérant toutes les omissions et les commissions sur le nombre total de passages du satellite et cela pour toute la période hivernale.

Development of a rain-on-snow detection algorithm using passive microwave radiometry

Dolant, C.^{1,2}, Langlois, A.^{1,2}, Montpetit, B.^{1,2,3}, Brucker, L.^{4,5}, Roy, A.¹, Royer, A.^{1,2},

¹Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection (CARTEL), Université de Sherbrooke, Quebec, Canada.

²Centre d'études nordiques, Quebec, Canada

³Canadian Ice Service, Environment Canada, Ottawa, Canada

⁴NASA Goddard Space Flight Center, Cryospheric Sciences Laboratory, Code 615 Greenbelt, MD 20771, USA

⁵Universities Space Research Association, Goddard Earth Sciences Technology and Research Studies and Investigations, Columbia, MD 21044, USA

Abstract:

Currently observed climate warming in the Arctic has numerous consequences. Of particular relevance, the precipitation regime is modified where mixed and liquid precipitation can occur during the winter season leading to rain-on-snow (ROS) events. This phenomenon is responsible for ice crust formation, which has a significant impact on ecosystems (such as biological, hydrological, ecological and physical processes). The spatially and temporally sporadic nature of ROS events makes the phenomenon difficult to monitor using meteorological observations. This paper focuses on the detection of ROS events using passive microwave data from a modified brightness temperature (T_B) gradient approach at 19 and 37 GHz. The approach presented here was developed empirically for observed ROS events with coincident ground-based passive microwave (PMW) measurements in Sherbrooke, Quebec, Canada. It was then tested in Nunavik, Quebec, with the Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System (AMSR-E). We obtained a detection accuracy of 57, 71 and 89% for ROS detection for three AMSR-E grid cells with a maximum error of 7% when considering all omissions and commissions with regard to the total number of AMSR-E passes throughout the winter period.

Keywords: snow; passive microwave; rain-on-snow; extreme winter events

1 Introduction

The Arctic has shown the strongest signs of global climate variability and change over the past four decades (IPCC, 2013) due to a variety of climate feedback processes (e.g. Chen *et al.*, 2013). Modification patterns in the spatial extent and mass balance of snow, sea ice and ice caps show a statistically significant trend towards negative anomalies (Brown, 2010). These trends do have a significant impact on how the cryosphere responds to a warmer climate at various scales (Fountain *et al.*, 2012). Northern communities are especially confronted with new challenges in terms of transport, health and economic developments, according to the Climate Change Adaptation Program (Berkes *et al.*, 2001). Of particular interest, seasonal snow cover plays an important role in the surface energy balance (Dethloff *et al.*, 2006) through its high albedo and low thermal conductivity (Lemke *et al.*, 2007). It is also an important hydrological variable acting as an important freshwater reservoir (Barnett *et al.*, 2005) for hydroelectricity production, while having major implications for permafrost regimes (Romanovsky *et al.*, 2010).

A direct consequence of climate change is the increased occurrence of extreme winter events (EWE) such as rain-on-snow (ROS) events that have significant impacts on snow physical processes. Large uncertainties remain with regard to the effect of EWE on climatic circulation (Fletcher *et al.*, 2009). Furthermore, uncertainties in snow state variables (e.g. density, temperature) simulated by general circulation models can lead to large uncertainties in climate scenario forecasts (e.g. Dutra *et al.*, 2010). In northern latitudes, where the observed warming is the strongest, uncertainties are even greater due to the sparse weather station network and limited snow observations (Kaufman *et al.*, 2009). This limitation was partially addressed in studies monitoring snow cover extent using visible and near infrared remote sensing (Frei and Lee, 2010).

Very little is known about ROS in northern regions, and even less about their cumulative impact on the surface energy balance. Liston and Hiemstra (2011) modeled an increase in air temperature of +0.17 °C per decade and the average increase in ROS days as +0.03 days per decade (between 1979 and 2009). Thus, ROS events are projected to be more frequent over a wider spatial extent (Semmens *et al.*, 2013), which underscores the need for a

satellite-based detection approach to know where and when ROS events occur in the Arctic. Given the current pronounced warming in northern regions (Kaufman *et al.*, 2009; Hay and McCabe, 2010), more frequent ROS can be expected. Of particular relevance, Vincent and Mekis (2006) show a decrease of 10 to 20% in the snowfall to total precipitation ratio (suggesting an increased proportion of liquid precipitation) in southern Canada for the 1900 – 2003 period when using homogenized daily temperature and adjusted daily precipitation measurements. The lack of in-situ observations in northern regions does not allow any conclusions for northern Canada. ROS can vary greatly in intensity and duration, leading to different percolation mechanisms controlling the vertical location of ice layers (Montpetit *et al.*, 2013). Given the snow stratigraphy and amount of water, percolation from ROS can lead to an accumulation of a significant amount of water at the bottom of the snowpack, which can freeze. This process is known to have significant impacts on biological, hydrological and ecological processes (Putkonen and Roe, 2003; Ye *et al.*, 2008, Grenfell and Putkonen, 2008, Bartsch *et al.*, 2010). It also alters energy transfer mechanisms (Hinkel and Outcalt, 1995; Putkonen, 1998; Rennert *et al.*, 2009; Weismüller *et al.*, 2011) through the higher thermal conductivity of water, leading to uncertainties in permafrost projections since the advection of heat through vertical water fluxes is neglected in models (Riseborough *et al.*, 2008).

Passive microwave (PMW) sensors have proven to be useful tools to study snow-covered surfaces because most clouds are relatively transparent to microwave radiation, the measurements are independent of solar radiation and brightness temperature (T_B) measurements are highly sensitive to changes in the dielectric properties of snow (Mätzler, 2006). Although strong linkages between snow properties and PMW exist, it is necessary to understand the impact of ROS on the snow PMW response. Among the challenges, observed emission includes contributions from a heterogeneous area with different surface features (Mäkynen and Hallikainen, 2005; Langlois *et al.*, 2010; Langlois *et al.*, 2011) that affect signal interpretation. However, such an approach does not yet allow the accurate retrieval of snow geophysical and thermodynamic properties, which are known to affect the interpretation of the electromagnetic signal, so a multi-scale approach may be essential using *in-situ* and satellite measurements.

Several studies have attempted to retrieve and track melt events (Semmens *et al.*, 2013) or ROS events (Grenfell and Putkonen, 2008) from satellite remote sensing with a certain degree of success given the sensitivity of T_B to wet snow (Arslan *et al.*, 2001; Li *et al.*, 2006, Tedesco *et al.*, 2007) and ice crusts (Montpetit *et al.*, 2013). Furthermore, recent modeling studies (Rees *et al.*, 2010; Montpetit *et al.*, 2013) have shown potential in addressing some of the uncertainties in quantifying the impact of the thickness and vertical location of ice layers on T_B , but a ROS specific detection algorithm has yet to be developed. Grenfell and Putkonen (2008) have concluded that a more robust detection algorithm using statistical approaches should be explored.

A case study is presented in this paper where some ROS occurred at the Site Interdisciplinaire de Recherche en ENvironnement Extérieur (SIRENE) on the Université de Sherbrooke campus, Quebec, Canada. The research station is fully equipped with a meteorological station, field measurement instruments and surface-based radiometers (SBR) at 19 and 37 GHz. The case presented here is the first where coincident in-situ measurements of snow and radiometry during a ROS event are used to develop an empirical detection approach. One should be aware that the punctual nature (both spatial and temporal), especially in the Arctic, makes the combination of snow, precipitation and T_B measurements logistically very difficult. Our suite of radiometers is unique, and a full seasonal deployment is necessary in order to increase our chances to observe ROS events. Prior to planning a full deployment of our instruments in the Arctic, an empirical study is necessary as presented in this paper. Although limited in time and space, the dataset presented in this paper is the only dataset of observed ROS combined with T_B allowing a first-order empirical detection algorithm of a ROS event.

Thus, the general objective of this paper is to present an empirical detection algorithm for ROS using PMW data. The approach is based on event detection, and not its consequences (i.e. ice layer formation), which is already addressed in other work (Montpetit *et al.*, 2013; Rees *et al.*, 2010). The specific objectives are, first, to analyze the changing snow geophysical properties during the ROS event and compare the brightness temperature response to a typical melt event (non-ROS related). Finally, we want to establish the linkages between variability in snow properties and T_B at 19 and 37 GHz (at both vertical

and horizontal polarization, referred to as V-pol and H-pol.). Lastly we apply the empirical detection approach to the Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth observing system (AMSR-E) and validate it with known/observed ROS events that occurred in Nunavik (Quebec, Canada) in 2010 (for three distinct grid cells).

2 Data

2.1 Study sites

2.1.1 *SIRENE, Sherbrooke, Quebec*

The SIRENE station is located in Sherbrooke, southern Quebec, Canada, on the Mont Bellevue hillside surrounded by mixed forest. In January and February, daily mean air temperatures typically range from -5 and -17 °C, with ROS occurrence being relatively frequent. The measurements for this study were conducted throughout the winter season, with a specific focus from January 15th to February 4th 2013 when melt and ROS events were observed. The data collected at SIRENE are used to produce the empirical detection algorithm described in this paper.

2.1.2 *Nunavik, Quebec*

The empirical approach was validated during winter 2010/2011 on three AMSR-E pixels in Nunavik, Quebec (Figure 1, Table 1). We did not validate using the pixel over Sherbrooke because of the presence of dense forests and large unfrozen lakes. Daily meteorological observations (including precipitation type) were conducted throughout the season by local observers in the communities. Air temperatures averaged over the November – April period (2000-2011) were warmer than normal with +1.3°C and +1°C for Kangirsuk and Salluit respectively (data incomplete for Kangiqsujaq). Furthermore, the Canadian Climate Normals or Averages from Climat-Quebec suggest the second mildest winter in 2010-2011 since 1947 (7°C warmer on average with the extreme maximum observed in 2010). The warm anomaly across Nunavik from the 2010-2011 period led to several occurrences of ROS and therefore represents a good validation period for the approach proposed in this paper. The three communities, Salluit (62.22°N, 75.62°W), Kangiqsujaq (61.6°N, 72°W) and Kangirsuk (60°N, 70.03°W), were equipped

with Environment Canada's automated weather stations measuring temperature, relative humidity, wind direction, wind speed, visibility, dew point and pressure. The precipitation phase dataset was created from local observations by trained observers, available through the online climatic data from Environment Canada.

Given the coastal location of the communities, the AMSR-E pixels (12.5 km) were chosen inland of each community to avoid coastal effects (mixed pixels) on the T_B (for Salluit, the center pixel is approximately 40 km from the coast; 90 km for Kangiqsujuaq; and 60 km for Kangirsuk). The selected pixels are the ones with a shorter linear distance from the station over which limited variability can be expected in precipitation and temperature. It is a compromise between the available meteorological station (very sparse in Arctic regions), and extracting T_B from a water free pixel away from the ocean. Furthermore, the temperature anomaly was observed across the entire Nunavik region, not only along the coast (Overland *et al.*, 2011).

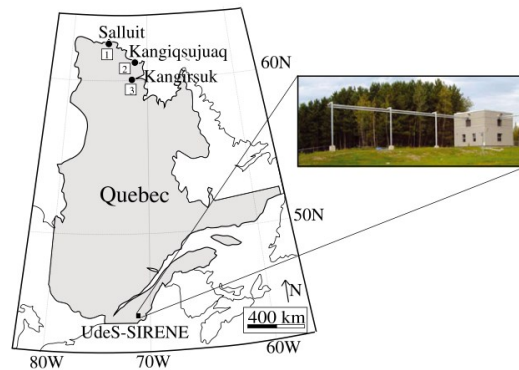


Figure 1: Map of the SIRENE research station and the Inuit communities equipped with Environment Canada's weather stations.

Table 1: Location of AMSR-E grid cells corresponding to the Inuit communities.

Community	Geographic position	Coordinates of AMSR-E
Salluit	62°12'00"N , 75°38'00"W	Pixel 1: 61.5 °N, 76.4°W
Kangiqsujaq	61° 35' 47"N, 71° 57' 13"W	Pixel 2: 60.5°N, 72.5°W
Kangirsuk	60° 01' 43"N, 70° 02' 36"W	Pixel 3: 59°N, 71°W

2.2 Data

2.2.1 Meteorological measurements

The SIRENE station is fully equipped with a meteorological tower and various snow measurement devices (all at 2 m height except for an anemometer at 3 m) (Table 2). Meteorological data were collected every 30 seconds throughout the winter season. Snow depth reached about 15 cm and most of the melt occurred on January 31st due to substantial liquid precipitation and warm air temperatures. The ROS event started on January 30th with $\sim 1.5 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, sporadic events (less substantial, ranging between 0.5 and 1 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) occurred afterwards until February 2nd, but the soil was free of snow. The relevant measurements were air temperature, relative humidity, surface temperature and several wind parameters. The precipitation amount was measured using a rain gauge coupled with a funnel extension for snowfall measurements. The precipitation phase and intensity were measured with a visibility sensor (automatic disdrometer), which identifies four types of precipitation (39 denominations) with a sensitivity of 0.05 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ over 10 minutes. The 39 phase types were reclassified as liquid, mixed or solid phases to identify the dates of ROS events. The disdrometer identifies four types of precipitation (i.e. rain, drizzle, rain/snow and snow) in fog, mist, haze or clear conditions. Moreover the visibility range is 0 to 2000 m.

Table 2: Overview of the characteristics of the weather station instruments at SIRENE

Measurements	Instrument	Precision
Incoming and reflected solar radiation	LiCOR pyranometer LI200SZ	+/- 5%
Incoming and emitted long wave radiation	Kipp&Zonen CG1 pyrgeometer	+/- 10%
Wind speed; direction	05103-10 wind monitor	+/- 0.3 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; +/- 3°
Air temperature, relative humidity	CS 500-L probe	+/- 3%
Surface temperature	Everest 4000.3 infrared sensor	+/- 0.5 °C
Precipitation rate	Campbell scientific CS705	-
Precipitation phase and intensity	Vaisala PWD 12 visibility sensor	0.05 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ / 10 min

2.2.2 Microwave surface-based radiometers (SBR)

PMW T_B measurements were taken at 19 and 37 GHz at *V-pol* and *H-pol* at approximately 2 m above the ground at an incidence angle of 55° (similar to the incidence angle of AMSR-E). With these settings, the radiometer's field-of-view was approximately 0.6 m per 0.6 m (0.28 m^2). Calibration was conducted using warm and cold references before and after seasonal measurements. The blackbody reference was measured with Eccosorb® and the cold reference with liquid nitrogen (Amsus and Grant, 1999). The measurement error for calibration was estimated as $\pm 1 \text{ K}$. Note that the gap in T_B in the time series is due to a gap in the recording of the radiometers.

2.2.3 AMSR-E data

Satellite brightness temperatures were extracted from AMSR-E onboard the Aqua satellite at 18.7 and 36.5 GHz at both *V-pol* and *H-pol*. The channels used here are designated 19V, 19H, 37V and 37H. The instantaneous fields of view for these channels are 27 km x 16 km and 14 km x 18 km at 19 and 37 GHz respectively. The AMSR-E T_B used are 25 km gridded available on the Equal-Area Scalable Earth Grid (EASE Grid) at the National Snow and Ice Data Center (Knowles et al., 2006). The total radiometric precision ranges from 0.66 to 0.68 K at 100 and 250 K respectively. Daily T_B were extracted from each of the three pixels in Nunavik from November 1st, 2010, to May 15th, 2011. We used the PM pass since it is the only pass where we would have coincident T_B and ROS observations since the local observers work from 8 am to 4 pm.

To correct satellite data for atmospheric contributions, several atmospheric parameters were modeled using the Liebe *et al.* (1989) model implemented in the Helsinki University of Technology (HUT) snow emission model (Pulliainen *et al.*, 1999). The atmospheric model was driven with the air temperature, precipitable water and humidity for the 29 atmospheric layers above the surface from the North American Regional Reanalysis from the Earth System Research Laboratory at NOAA. The model considers radiative transfer through the atmospheric layers and provides values of downwelling T_B ($T_{\text{Batm}\downarrow}$) and transmissivity (γ_{atm}) over the surface and atmospheric upwelling T_B ($T_{\text{Batm}\uparrow}$) at the satellite sensor level (Liebe *et al.*, 1989). In some cases, the atmospheric corrections led to changes

of +/- 10K at 37GHz. Therefore, this is a necessary step in order to apply the ROS detection algorithm which specifically uses this frequency.

3 Results and discussion

3.1 Overview of meteorological and snow geophysical properties during a ROS event

The identification of ROS events is based on the observation of meteorological data (Figure 2), which include air and surface temperatures, precipitation phase and rate, atmospheric pressure and wind speed from January 15th (day 15) to February 9th, 2013 (day 40). The range of temperatures during the ROS event, as identified using an automatic disdrometer available on the meteorological station, is 1–11°C. These periods are highlighted in bold in Figure 2. Generally, ROS events result from an increase of temperatures transforming the precipitation regime. It is joined by a decrease in atmospheric pressure, increase in wind speed and increase in cloudiness (i.e. downwelling longwave radiation).

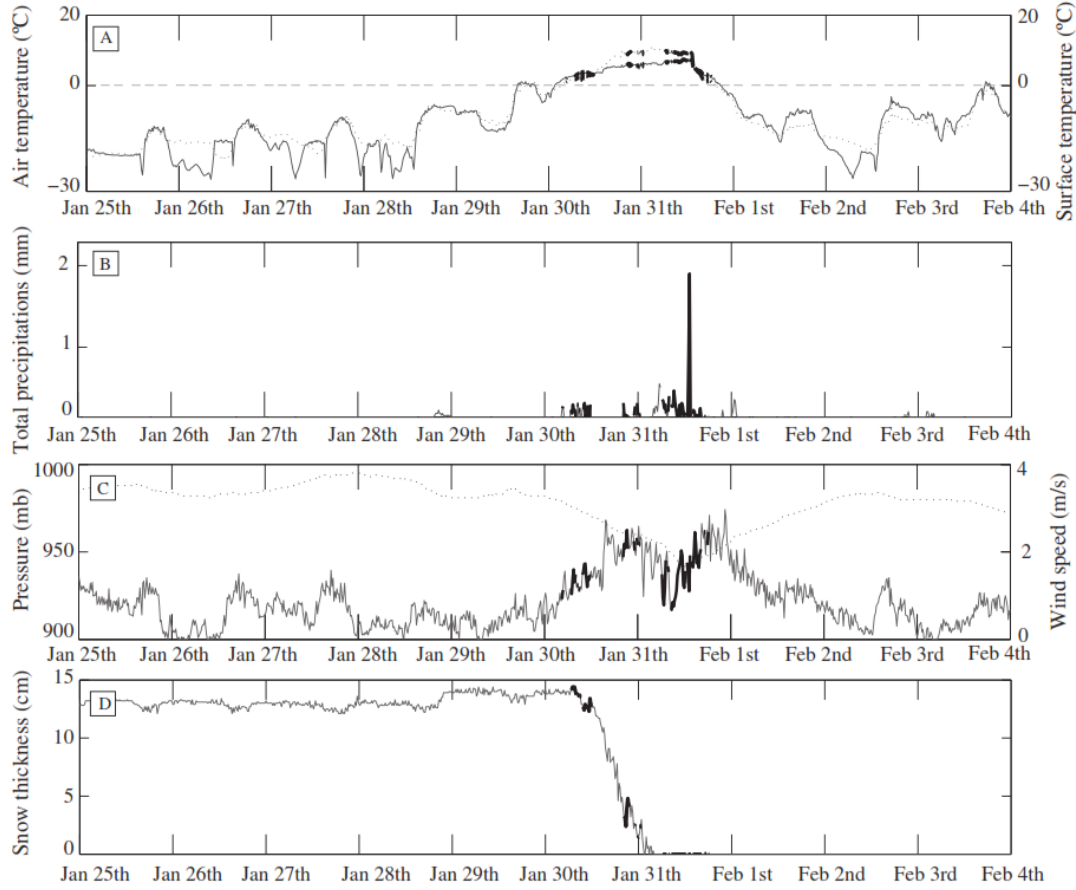


Figure 2: Temporal series of meteorological data (A, B, C) and snow thickness (D) at SIRENE for winter 2012/2013; solid lines correspond to air temperature (section A) and pressure (section C), the dotted lines correspond to surface temperature (section A) and wind speed (section C). The ROS events are identified by bold lines.

The presence of water affects the snow geophysical properties and the snowmelt regime that appears to be accelerated. Figure 2 shows complete melt of the snowpack by day 31, one day after the ROS event had started.

3.2 Passive microwave response to a ROS event

Depending on the T_B frequencies and polarizations, the radiometric signal can be very different during dry, melt and ROS conditions. Typically, the higher the frequencies, the higher the sensitivity to the presence of liquid water near the surface. In Figure 3, the black bold lines correspond to the ROS event, while the grey dotted lines represent bare soil. It is clear that during a ROS event, a trend of a significant increase in T_B at 37 GHz can be observed. This is coupled to a decrease of 19 H-pol, mainly due to the increased

contribution of water (increased emission, proportional to frequency) to the measured T_B ; although, at the beginning, the T_B in each frequency and polarization increased due to the change of snowpack state. The sharp increase in T_B is followed by a decline (grey dotted line) for which the variability is controlled by evaporation, drainage and freezing water from the ROS event.

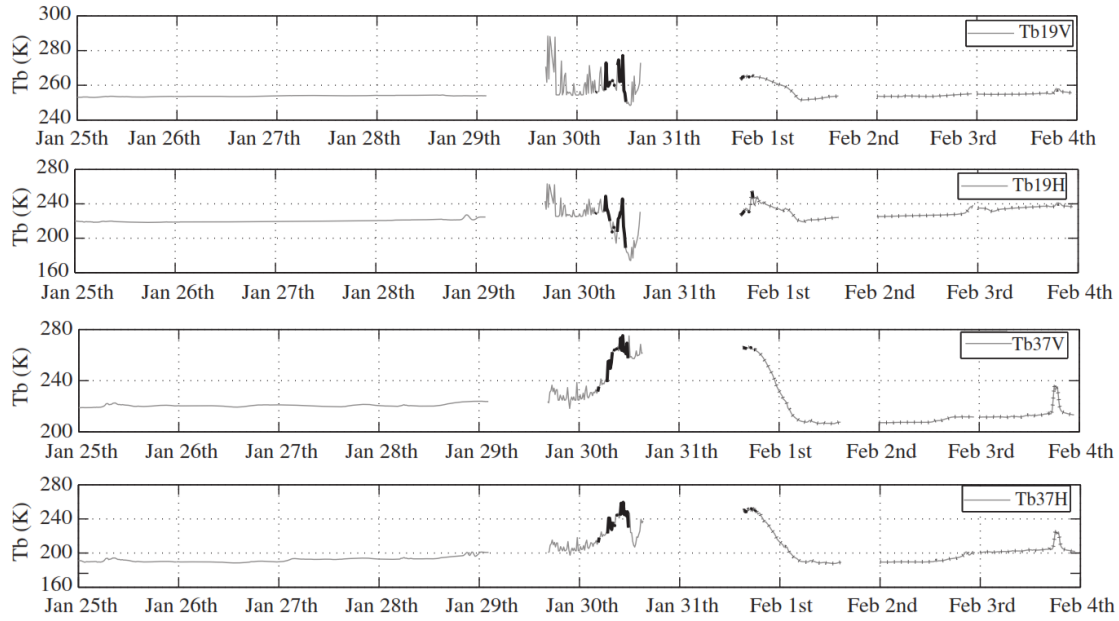


Figure 3: Time series of T_B observed at SIRENE for winter 2012/2013, the ROS response is in bold, the bare soil is the dotted line.

The measured T_B allows the calculation of several variables such as the gradient ratio (GR), the polarization ratio (PR) and the ΔT_B , required for the development of our algorithm.

The gradient ratio is calculated as follows (Grenfell and Putkonen, 2008):

$$GR(pol_{19,37}) = \frac{[T_B(pol_{37}) - T_B(pol_{19})]}{[T_B(pol_{37}) + T_B(pol_{19})]} \quad [1]$$

where T_B is the brightness temperature and pol is the polarization. The polarization ratio is calculated as follows by Grenfell and Putkonen (2008):

$$PR(f) = \frac{[T_B(v, f) - T_B(h, f)]}{[T_B(v, f) + T_B(h, f)]} \quad [2]$$

where f is the microwave frequency (either 19 or 37 GHz in this study). The ΔT_B is calculated for each polarization by:

$$\Delta T_B = T_{B_{37}} - T_{B_{19}} \quad [3]$$

The GR gives information on the snowpack phase (Figure 4). When the snow surface is saturated with liquid water, the snowpack surface layer reacts like a black body (Mätzler, 1998a, Mätzler, 1998b), which reduces the difference between the 19 and 37 GHz T_B near 0 K and thus reduces the GR close to 0. Like the GR, the ΔT_B gives information on the phase of the surface snow layer. Though the temporal variations of these two parameters are very similar, ΔT_B appears to be more sensitive during ROS events and melt events since it introduces the dependence on temperature of the interfaces of wet snow layer (as this parameter is not normalized). The PR gives information on the snowpack stratigraphy: *V-pol* has a lower interaction with interfaces than the *H-pol* signal, and *V-pol* will be less affected by changes in stratigraphy than the *H-pol* signal, thus explaining the increasing PR value.

3.3 Detection algorithm development

Previous studies evaluated the polarization ratio and gradient ratio for the differentiation of dry and wet snow conditions (Grenfell and Putkonen, 2008). Although Grenfell and Putkonen (2008) had a certain degree of success for a very intense ROS event, data from Figure 4 show that the PR37 and GR *V-pol* neither allow good detection of ROS events, nor the discrimination of a melt event. Nonetheless, it appears that GR *H-pol* sensitivity is stronger than GR *V-pol* ranging between -0.05 and 0.1, while GR *V-pol* ranges between -0.05 and 0.04. It is therefore suggested that the presence of water within the snowpack will have a greater impact on *H-pol* (because the reflectivity in *H-pol* is bigger than *V-pol* near the Brewster angle) given the reflective and low emission component of water compared to a dry layer having a high emissivity.

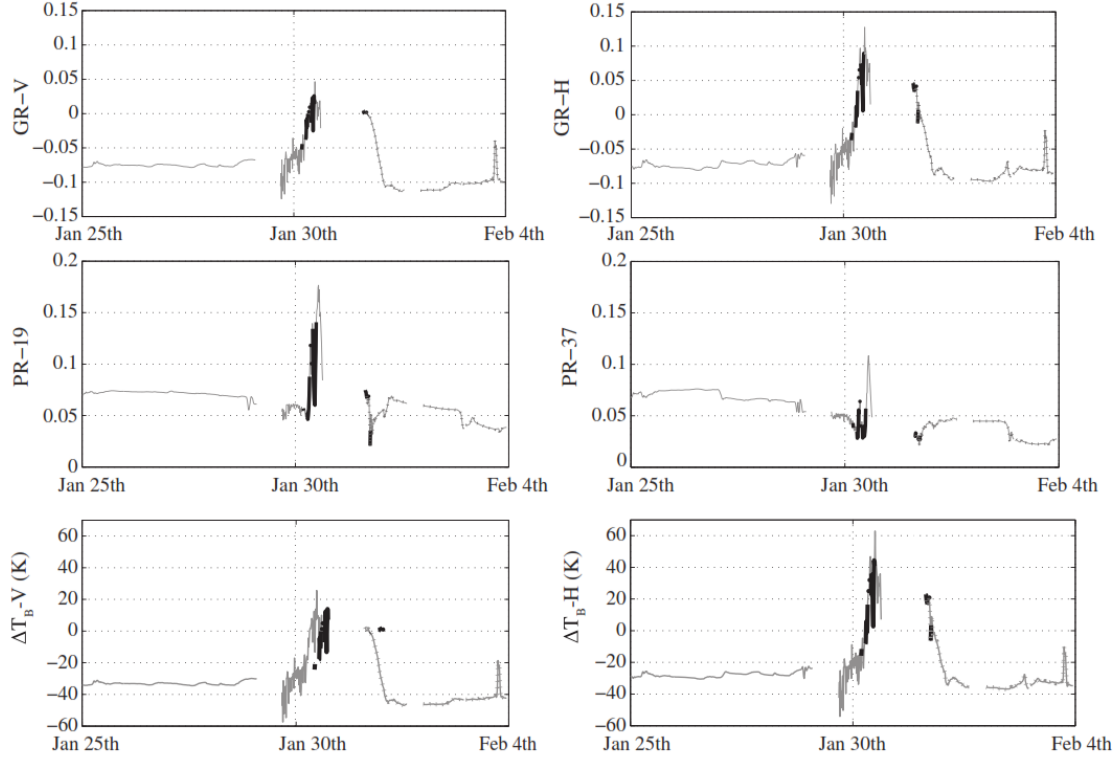


Figure 4: Frequency gradient ratio (top), polarization ratio (middle) and ΔT_B (bottom) calculated from the microwave response during the ROS event.

Looking at ΔT_B , a sharp increase during the ROS event is observed. Between day 15 and 30, the ΔT_B (calculated using [eq. 3], see Figure 4) remains mostly negative at both polarizations, suggesting higher T_B at 19 GHz given the deeper penetration depth. However, the sharp ΔT_B increase observed during the ROS event highlights the significant range of variation, where T_B 19 GHz is lower than T_B 37 GHz in the horizontal polarization, compared to that of the PR. It is hypothesized that the presence of water from solar or temperature melt will not be sufficient to create this behaviour. Several studies have attempted to detect wet snow using passive and active microwave data (Semmens *et al.*, 2013; Thakur *et al.*, 2013), but the difficulty is still in the differentiation between melt events (wet snow) and ROS events. The amount of water in the snow layer may be more substantial during a ROS event, therefore leading to amplify T_B behaviour as suggested by our measurements.

We calculated the GR, PR, ΔT_B -H [eq. 1, 2, 3] for the ROS events (from Jan 30th to Feb 2nd) and compared the values to those observed during a spontaneous melt event (no ROS)

that occurred from Jan 19th to 20th. During the ROS event, T_B at 19V, 37V and 37H all increased under the increased emission from water near the surface, which had not yet percolated. When water percolates into the snowpack, the signal increases because a wet snow layer is formed. Furthermore, the data also show a decrease in T_B 19H which leads to the following situation during a ROS event: $37H > 19H$ and $37V < 19V$. The expected situation is that lower frequencies typically have higher T_B in snow, owing to warmer temperatures at the snow-soil interface below the isothermal snowpack (e.g. Sturm *et al.*, 1997; Satyawali *et al.*, 2008).

In Figure 5, the T_B behaviour during a ROS event is presented. When the snow pack is dry, 19 GHz brightness temperatures are warmer due to a deeper penetration depth of the signal thus measuring a greater contribution from a warmer soil (when compared to snow, closer to cold winter air temperatures). T_B at 37 GHz are lower following considerable scattering by snow crystals (volume scattering). However, with water present at the air-snow interface following a ROS event, the dielectric properties of the surface layer lead to important surface scattering in the horizontal polarization (Ulaby, 1986), and increased emission from the air-snow interface. Furthermore, since the emission is proportional to frequency and temperature, the 37 GHz T_B become warmer than 19 GHz (i.e. a positive ΔT_B in H-pol).

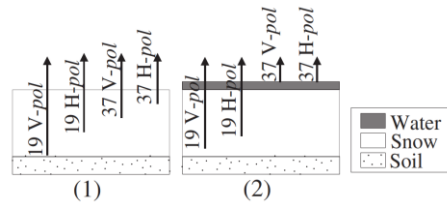


Figure 5: General scheme of the snow microwave response; (1) basic snowpack, (2) snowpack with ice crust or wet snow

As shown in Grenfell and Putkonen (2008), the gradient (GR) and polarization (PR) ratios can be used to distinguish ROS from normal winter conditions. However, in our case, no clear correlation was observed between PR and GR (Figure 6). Our results suggest that throughout the ROS event, GR values never exceeded a lower limit of -0.07. The distinction in the PR is less trivial given that the range of values observed overlaps with dry conditions and melt events. The ROS event will lead to negative values of GR V-pol and positive values at H-pol.

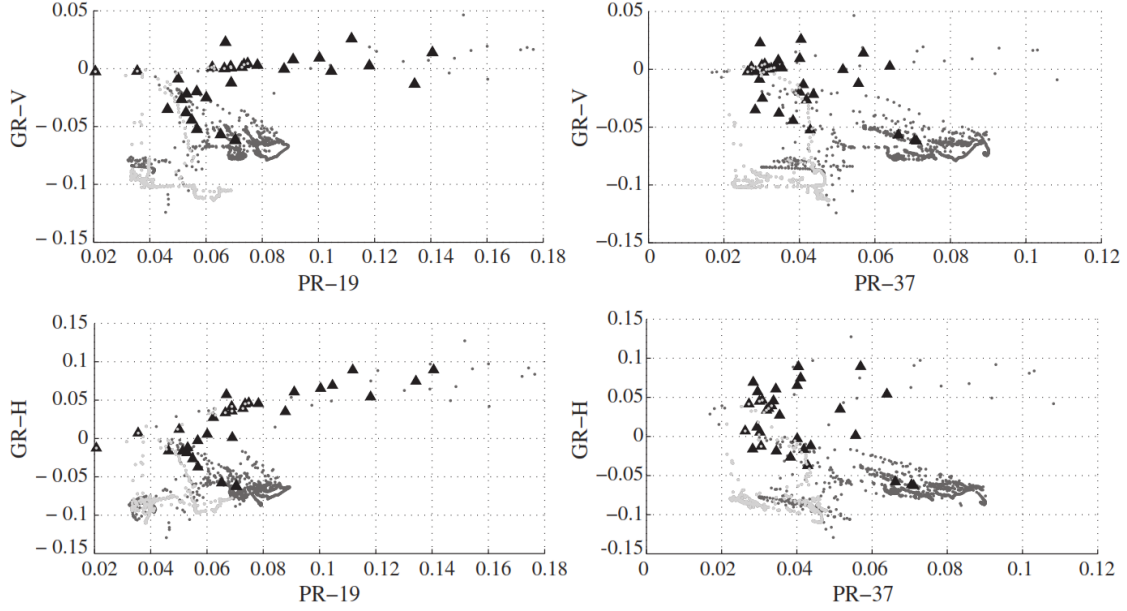


Figure 6: Scatter plot between GR and PR and identification of the ROS response, triangles represent the ROS points, the light grey points represent data with snow and the grey points represent bare soil

We thus suggest a new approach exploiting this situation, by calculating a ratio of both GR (V and H):

$$GRP = \frac{GR_v}{GR_h} \quad [4]$$

3.3.1 ROS detection algorithm: first decision criterion

A first threshold is determined by calculating the GRP (Table 3). In Figure 7, it is clear that the impact of ROS will lead to strong negative GRP values [eq. 4] (Jan 30th to Feb 2nd) while a light wet condition (Jan 19th – 20th) will lead to strong positive values of GRP. The dry snow conditions observed in between include positive values of GRP, for which the ‘plateau’ value is a threshold between a ROS event and melt events and is driven by snow thickness (e.g. difference in scattering between 19 and 37 GHz) and grain size. A $GRP < 1$ indicates the presence of ROS and a $GRP > 1$ corresponds to dry snow, or snow with low liquid water content. Considering Figure 7 and the results in Table 3 gives a $GRP = 1$ indicating that every value less than 1 corresponds to a ROS event. The first peak in Figure 7 (Jan 20th) corresponds to a melt episode (no ROS) with positive GRP values greater than

1. A strong decrease during the ROS event is observed, where GRP values are below 1, thus characterizing the rain episodes.

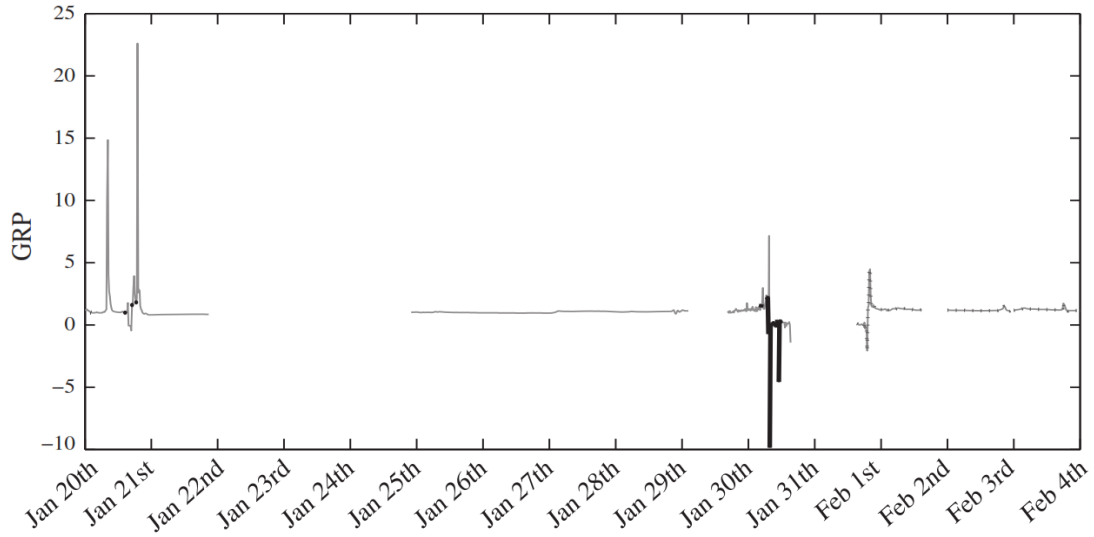


Figure 7: Temporal series of GRP to distinguish ROS and melt threshold during winter 2012/2013 at SIRENE

Table 3: Parameters of interest to discriminate ROS and melt events

Parameter	ROS Jan 30 th – Feb 2 nd				Wet snow Jan 19 th – 20 th			
	Min	Max	AVG	Std. Dev.	Min	Max	AVG	Std. Dev.
Delta T_b V	-27.9 K	13.9 K	-7.9 K	13 K	-27.7 K	-9.5 K	-24 K	5 K
Delta T_b H	-24.5 K	44.4 K	8.8 K	23 K	-24.8 K	-4.4 K	-0.6 K	6.8 K
GR V	-0.06	0.03	-0.02	0.03	-0.06	-0.03	-0.05	0.01
GR H	-0.06	0.01	0.02	0.05	-0.06	-0.01	-0.04	0.02
PR19	0.05	0.14	0.08	0.03	0.05	0.07	0.06	0.01
PR37	0.03	0.07	0.04	0.01	0.03	0.07	0.06	0.01
GR P	-9.7	2.1	-0.02	2.6	1	4.2	1.7	2.5

3.3.2 ROS detection algorithm: second decision criterion

According to the results presented in Table 3, there is an overlap between ‘ROS Jan 30th – Feb 2nd’ and ‘Wet snow Jan 19th – 20th’ when $1 < \text{GRP} < 2.1$. We thus recalculated all indices from Table 3, focusing only on when $1 < \text{GRP} < 2.1$, and the results are presented in Table 4. For those situations, the separation between ‘ROS Jan 30th – Feb 2nd’ and ‘Wet snow Jan 19th – 20th’ is possible using ΔT_B in horizontal polarization, which is highlighted in ‘bold’ in Table 4. Averaged ΔT_{BH} $\pm \sigma$ values are -13.1 K to -5.7 K and -23.1 K to -16.3 K for the ROS and wet event, respectively. We thus set the separation ‘threshold’ between -13.1 and -16.3 K at -14.7 K. Therefore, for $1 < \text{GRP} < 2.1$, the separation threshold is fixed at $\Delta T_{BH} = -14.7$ K, that is, a $\Delta T_{BH} < -14.7$ K is considered as no ROS and a $\Delta T_{BH} > -14.7$ K is associated with ROS events.

Table 4: Parameters of interest to discriminate ROS and melt events (second decision criterion)

Parameter (1<GRP<2.1)	ROS Jan 30 th – Feb 2 nd				Wet snow Jan 19 th – 20 th			
	Min	Max	Avg	Std. Dev.	Min	Max	Avg	Std. Dev.
Delta T_b V	-24.3 K	-10.8K	-17.5 K	5 K	-26.1 K	-16.1 K	-24 K	2.3 K
Delta T_b H	-15.8 K	-5.5 K	-9.4 K	3.7 K	-22.6 K	-8.6 K	-19.7 K	3.4 K
GR V	-0.05	-0.02	-0.04	0.01	-0.05	-0.03	-0.05	0.01
GR H	-0.04	-0.01	-0.04	0.01	-0.05	-0.02	-0.05	0.01
PR19	0.05	0.06	0.05	0.004	0.06	0.07	0.06	0.003
PR37	0.03	0.04	0.04	0.006	0.06	0.07	0.06	0.01

From the above steps, a ROS classification tree is proposed (Figure 8).

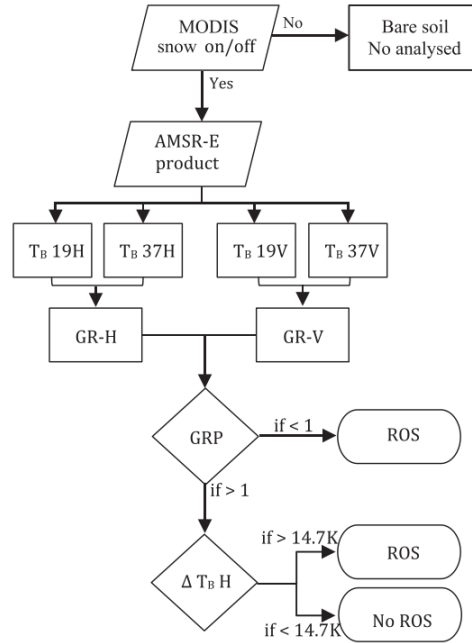


Figure 8: Chart of the method to detect ROS events using two T_B frequencies and polarizations (19 GHz and 39 GHz)

4 Satellite ROS detectability: Case study in Nunavik

4.1 Meteorological overview

The approach is validated here using meteorological data from the Environment Canada network. Three AMSR-E grid-cells were selected between November 1st, 2010, and May 15th, 2011. At each community, visual observations of precipitation types were listed to select ROS events (observed), as highlighted in Table 5.

Table 5: Overview of observed ROS events for Salluit (Pixel 1), Kangiqsujuag (Pixel 2) and Kangirsuk (Pixel 3) between November 1st, 2010, and May 15th, 2011

	<i>Salluit – Pixel 1</i>		<i>Kangiqsujuag – Pixel 2</i>		<i>Kangirsuk – Pixel 3</i>	
Date	Tair (°C)	Time rain (local)	Tair (°C)	Time rain (local)	Tair (°C)	Time rain (local)
Nov. 1 st	0	15:00-16:00	-	-	-	-
Nov. 2 nd	-1	11:00-12:00	-	-	-	-
Nov. 3 rd	+1.1	07:00-15:00	-	-	-0.1	15:00-16:00
Nov. 4 th	-	-	-	-	+1	07:00-08:00
Nov. 8 th	-	-	-	-	0	08:00-10:00
Nov. 12 th	0	08:00-12:00	+3.7	13:00-15:00	+2.1	14:00-16:00
Nov. 24 th	-	-	-	-	+1.5	14:00-15:00
Nov. 25 th *	-	-	+0.2	08:00-13:00	+0.5	08:00-17:00
Nov. 26 th	-	-	-	-	+0.8	08:00-14:00
Nov. 27 th	-	-	+0.5	12:00-14:00	-	-
Dec. 1 st	-	-	-	-	-0.2	14:00-15:00
Dec. 2 nd	+1.1	15:00-17:00	-	-	-	-
Dec. 6 th *	-	-	-	-	-2.1	08:00-17:00
Dec. 15 th	-1.4	10:00-17:00	-	-	-	-
Dec. 17 th	+2.5	15:00-16:00	0	09:00-14:00	+2.3	17:00
Dec. 19 th	-	-	-	-	+1.4	14:00-15:00
Jan. 5-7 th *	-	-	-1.6	Continuous	-	-
Jan. 5 th	-	-	-	-	-0.3	11:00-13:00
Jan. 7 th *	-	-	-	-	-1.2	11:00-17:00
Jan. 8 th *	-	-	-	-	-1.2	08:00-10:00
May 2 nd	+1.2	12:00-15:00	-2.6	08:00-09:00	-	-
May 6 th	+0.5	07:00-13:00	-	-	-	-

* drizzle

The time was also recorded to ensure that AMSR-E passes (ascending or descending) occurred before, during or after the ROS events.

4.2 Satellite-based ROS detection

A ROS classification was conducted using the methodology presented in Figure 8, using the AMSR-E T_B data. Table 6 highlights the detection results as a function of:

- **Nbr AMSR-E passes:** total number of AMSR-E measurements between November 1st, 2010, and May 15th, 2011
- **Observed ROS:** ROS events observed at the Environment Canada meteorological station

- **Detected ROS in AMSR-E:** ROS events properly detected using the classification tree from Figure 8
- **Omissions:** meteorological station observer identifies rain precipitation whereas the detection tree suggests no ROS
- **Commissions:** meteorological station does not identify ROS when the detection tree proposes ROS
- **NAs:** the classification tree prompts ROS, but no observations from the meteorological station are available. These observations are managed during the week only, between 08:00 and 18:00 local time and not during the holidays.
- **Accuracy:** detection (%) of ROS detection (detected by algorithm / detected by local observer) at the station, including commission errors and omission errors but NAs are not included in the calculation.

Table 6: **ROS** detection by AMSR-E at three different Inuit communities in Nunavik, northern Québec

Pixels	1	2	3	All
AMSR-E passes	258	259	245	762
Observed ROS	8	7	15	30
Detected AMSR-E	8/8	5/7	12/15	25/30
Omissions	0	2	3	5
Commissions	0	2	6	8
Total NAs	5	17*	16*	38*
NAs > -2.6°C (suggesting potential ROS)	4	9	6	19
NAs < -2.6°C (suggesting no ROS)	1	6	5	12
Accuracy	89%	71%	57%	72.3%

* 2 NA situations where air temperature was not available

For instance, out of 258 AMSR-E passes, the classification tree detected ROS on 14 occasions, 8 of which were confirmed by observers, and 5 that could not be confirmed (i.e. NAs).

When only considering the first decision criterion, the only differences observed are in pixel 2 where 2 additional commissions (4 in total) are observed suggesting that the second criterion can indeed improve detection accuracy.

If we combine the three communities and calculate the maximum error (assuming all NAs are incorrect), the total error is calculated by the sum of omission, commission and NAs divided by the number of AMSR-E passes. The overall maximum error is thus 6.8%. An

analysis of the commission errors suggests that they occur near the melting point and the confusion value discussed earlier regarding the GRP index. For instance, in pixel 1 (Salluit), the air temperature values during the only commission is -2.1°C with light freezing drizzle conditions, while the values in pixels 2 and 3 are -4.3°C and -3.2°C with light snow conditions.

A main source of uncertainty in the performance evaluation is the presence of NAs. In order to know the maximum possible error, a threshold on T_{air} was considered. In Table 5, the average air temperature value of ROS occurrence is -2.6°C . Following this value, we classified the NAs as:

No-ROS if $T_{\text{air}} < -2.6^{\circ}\text{C}$;

ROS if $T_{\text{air}} > -2.6^{\circ}\text{C}$;

Following this classification, results suggest that out of the 31 NAs, 12 events should be considered as commissions, while 19 were properly identified as ROS. The T_{air} threshold used was empirically obtained on a small data set for a simple application. It may not be used for larger scale applications at this stage. As far as implementing this classification in Figure 8, we believe that more ROS and T_{air} observations are needed. Rain occurrence information could be extracted from the online Environment Canada climatic data. This will allow further investigation of the threshold value, in order to evaluate if the threshold value should change in space and time (before applying the algorithm to the satellite scale across the Arctic, since 1978).

Considering the high variability in brightness temperatures and snow properties governing microwave emission, we think the classification tree approach is promising to distinguish ROS events.

5 Conclusion

In this paper, we used meteorological, radiometric and snow measurements to develop and validate an empirical method for the detection of rain-on-snow events in Quebec. This method was validated using three AMSR-E pixels in Nunavik, where observed ROS information was available for the 2010/2011 winter. As shown in this paper, ROS events

greatly affect microwave brightness temperatures. Generally, ROS events accelerate melting related to an increase in the temperature and percolation of water into the snowpack (accelerating melt through positive feedback).

It is interesting to evaluate the behaviour of T_B at 19 and 37 GHz for which the sensitivity to the effects of ROS events is used to develop the empirical detection approach presented in this paper. Our observations showed strong increases in T_B at both frequencies under wet conditions, with $T_B 37H > T_B 19H$ under ROS conditions leading to negative GRP values used in the detection algorithm. This behaviour allowed us to establish a threshold value for ROS detection, valid for tundra snow such as that found in northern regions (i.e. Nunavik). It appears that the GRP parameter can potentially distinguish melt (non-ROS) from ROS events, which can be quite significant for climatic assessments in northern regions in particularly with large-scale applications using satellite data.

The approach was applied to AMSR-E data for three pixels in Nunavik. The level of omission and commission is low, leading to a maximum potential error of the algorithm of 7%. However, the lack of continuous observations (leading to NA values) remains problematic in the validation of such a method. Indeed, local precipitation observations are only during the day and during the weekday, so that ROS events occurring during weekends or at night were not reported. The results are still very satisfactory with an accuracy of 89%, 71% and 57% depending on the pixel studied.

The main limitation of this study is the sporadic nature and time-limited occurrence of ROS, which makes it very difficult to create a database of surface-based radiometer brightness temperature measurements during rain. To the best of our knowledge, the dataset presented in this paper is unique, combining ROS observations with a disdrometer and passive microwave measurements using surface-based radiometers. However, more radiometric measurements of ROS in the Arctic are necessary before applying the approach to the satellite scale. We applied the algorithm to AMSR-E on a very limited number of pixels during known events, in order to evaluate the potential of the approach. But a GRP threshold analysis must first be conducted before applying this approach to the range of available satellite observations since 1978. A possible avenue could be to look at the Environment Canada network of Arctic stations (<http://climate.weather.gc.ca>) in order to

identify observations of ROS throughout the passive microwave satellite era (1978-onward). Satellite GRP values could be extracted during these events in order to see if the threshold proposed in this paper should be adjusted in time and space. Hence, the improvement and validation of this method will be conducted using data collected at other locations in the Arctic. Indeed, it is also planned to collect T_B measurements at 19, 37 and 89 GHz during 1 month accompanied by a weather station equipped with a disdrometer in 2016, which will allow the validation of the approach and further in-situ empirical development of the algorithm in Arctic conditions. The development of a method for the discrimination of ROS events is necessary to understand how the snowpack responds to a warming climate. The use of satellite remote sensing for ROS detection will allow the creation of spatial and temporal trends (since 1979) in ROS occurrences across the Arctic.

6 Acknowledgments

Funding for this research was provided by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the Centre for Northern Studies, EnviroNorth and the Canadian Foundation for Innovation (CFI). Thanks to the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) for satellite data access. The authors would also like to thank the Université de Sherbrooke and the Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection (CARTEL) for logistical and administrative support.

7 References

- Amsus K.W. and Grant C., 1999, Surface Based Radiometer (SBR) Data Acquisition System, *International Journal of Remote Sensing*, 20:15-16, 3125-3129. DOI: 10.1080/014311699211651
- Arslan A. N., Wang H., Pulliainen J., and Hallikainen M., 2001, Effective permittivity of wet snow using strong fluctuation theory, *Progress in Electromagnetics Research*, 31, 279–296. DOI:10.2528/PIER00071709
- Barnett T., Adam J. and Lettenmaier D., 2005, Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, 438, 303–309. DOI: 10.1038/nature04141
- Bartsch A., Kumpula T., Forbes B., and Stammer F., 2010, Detection of snow surface thawing and refreezing in the Eurasian Arctic with QuikSCAT: Implications for reindeer herding, *Ecological Applications*, 20, 2346–2358. DOI: 10.1890/09-1927.1
- Berkes, F. and Jolly D., 2001, Adapting to climate change: social-ecological resilience in a Canadian western Arctic community, *Conservation Ecology*, 5:2, 18
- Brown R., Derksen C and Wang L., 2010, A multi-data set analysis of variability and change in Arctic spring snow cover extent, 1967–2008, *Journal of geophysical research*, 115, D16111
- Chen W., Russell D.E., Gunn A., Croft B., Chen W.R., Fernandes R., Zhao H., Li J., Zhang Y., Koehler K., Olthof I., Fraser R.H., Leblanc S.G., Henry G.R., White R.G., and Finstad G.L., 2013, Monitoring habitat condition changes during winter and pre-calving migration for Bathurst Caribou in northern Canada, *Biodiversity*, 14:1, 36-44. DOI:10.1080/14888386.2012.705110
- Dethloff K., Rinke A., Benkel A., Køltzow M., Sokolova E., Kumar Saha S., Handorf D., Dorn W., Rockel B., Von Storch H., Haugen J.E., Røed L.P., Roeckner E., Christensen J.H., Stendel M., 2006, A dynamical link between the Arctic and the global climate system, *Geophysical Research Letters*, AGU, 33, L03703. DOI:10.1029/2005GL025245
- Dutra E., Stepanenko V.M., Balsamo G., Viterbo P., Miranda P.M.A., Mironov D. and Schär C., 2010, An offline study of the impact of lakes on the performance of the ECMWF surface scheme, *Boreal Environment Research*, 15, 2, 100–112
- Fletcher C.G., Kushner P.J., Hall A. and Qu X., 2009, Circulation responses to snow albedo feedback in climate change, *Geophysical Research Letters*, 36, L09702, DOI: 10.1029/2009GL038011
- Fountain A.G., Campbell J.L., Schuur E.A.G., Stammerjohn S.E., Williams M.W. and Ducklow H.W., 2012, The Disappearing Cryosphere: Impacts and Ecosystem Responses to Rapid Cryosphere Loss, *Bioscience Magazine*, 62, 4, 405-415. DOI: 10.1525/bio.2012.62.4.11
- Frei A., and Lee S., 2010, A comparison of optical-band based snow extent products during spring over North America, *Remote sensing of environment*, 114, 1940-1948

- Grenfell T.C and Putkonen J., 2008, A method for the detection of the severe rain-on-snow event on Banks Island, using passive microwave remote sensing, *Water Resources Research*, 44, W03425. DOI: 10.1029/2007WR005929
- Hay and McCabe, 2010, Hydrologic Effects of Climate Change in the Yukon River Basin, *Climatic Change*, 100, 509 – 523. DOI: 10.1007/s10584-010-9805-x
- Hinkel K. and Outcalt S., 1995, Detection of heat-mass transfer regime transitions in the active layer using fractal geometric parameters, *Cold Regions Science and Technology*, 23, 293–304
- IPCC, 2007, Climate change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment, *Report of the Intergovernmental Panel on climate Change*, 104
- Kaufman D.S, Schneider D.P, McKay N.P, Ammann C.M, Bradley R.S, Briffa K.R, Miller G.H, Otto-Bliesner B.L, Overpeck J.T, Vinther B.M, 2009, Recent warming reverses long-term Arctic cooling, *Science*, 325, 5945, 1236–1239
- Knowles, K., M. Savoie, R. Armstrong, and M. Brodzik. 2006. AMSR-E/Aqua Daily EASE-Grid Brightness Temperatures. Boulder, Colorado USA: NASA DAAC at the National Snow and Ice Data Center.
- Langlois A., Royer A. and Goïta K., 2010, Analysis of simulated and space borne passive microwave brightness temperatures using in-situ measurements of snow and vegetation properties, *Canadian Journal of Remote Sensing*, 36, 135–148
- Langlois A., Royer A., Dupont F., Roy A., Goïta K. and Picard G., 2011, Improved corrections of forest effects on passive microwave satellite remote sensing of snow over boreal and subarctic regions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49, 10, 3824 – 3837
- Lemke, P., J. Ren, R.B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R.H. Thomas and T. Zhang, 2007: Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- Li Z.X., 2006, Modelling the passive microwave remote sensing of wet snow, *Progress In Electromagnetics Research*, 62, 143 – 164
- Liebe H., 1989, MPM-An atmospheric millimeter-wave propagation model, *International Journal of Infrared and Millimeters waves*, 10:6, 631-650
- Liston G.E. and Hiemstra C.A., 2011, The changing cryosphere: Pan-Arctic snow trends (1979-2009), *Journal of Climate*, Vol. 24, No.21, 5691-5712
- Mäkynen M. and Hallikainen M., 2005, Passive microwave signature observations of the Baltic Sea ice, *International Journal of Remote Sensing*, 26, 2081–2106
- Mätzler C., (a) 1998, Improved Born Approximation for scattering in a granular medium, *Journal of Applied Physics*, 83, 11, 6111 – 6117

- Mätzler C. 1998b. Microwave properties of ice and snow, *Solar System Ices*, vol. 227, 241–257. Mätzler C., 2006, Thermal microwave radiation: applications for remote sensing, *Institution of Engineering and Technology*
- Mätzler C., 2006, *Thermal microwave radiation: applications for remote sensing. Institution of Engineering and Technology, London (IET Electronic Wave Series 52)*
- Montpetit B., Royer A., Roy A., Langlois A., and Derksen C., 2013, Snow microwave emission modeling of ice lenses within the snowpack using the microwave emission model for layered snowpack (MEMLS), *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*
- Overland, J., Bhatt, U., Key, J., Liu, Y., Walsh, J. and Wang, M. 2011. Temperature and Clouds, Arctic report card: Update for 2011, November 2011.
- Pulliainen J., Grandell T. and Hallikainen J., 1999, Hut snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37, 1378-1390
- Putkonen J., 1998, Soil thermal properties and heat transfer processes near Ny Alesund, north western Spitsbergen, Svalbard, *Polar Research*, 17, 165–179
- Putkonen J., and Roe G., 2003, Rain-on-snow events impact soil temperatures and affect ungulate survival, *Geophysical Research Letter*, 30, 4, 1188
- Rees A., Lemmetyinen J., Derksen C., Pulliainen J., and English M., 2010, Observed and modelled effects of ice lens formation on passive microwave brightness temperatures over snow covered tundra, *Remote Sensing of Environment*, 114, 116–126
- Romanovsky V.E., Smith S.L. and Christiansen H.H., 2010, Permafrost thermal state in the polar northern hemisphere during the International Polar Year 2007-2009: a synthesis, *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 106 - 116
- Rennert K.J., Roe G., Putkonen J., Bitz C.M., 2009, Soil Thermal and Ecological Impacts of Rain-on-Snow Events in the Circumpolar Arctic, *Journal of climate*, 22, 2302 - 2315
- Riseborough D., Shiklomanov N., Etzelmuller B., Gruber S., and Marchenko S., 2008, Recent advances in permafrost modelling, *Permafrost and Periglacial Processes.*, 19, 137–156
- Satyawali P.K. and Singh A.K., 2008, Dependence of thermal conductivity of snow on microstructure, *Journal of Earth System Science*, 117, 4, 465 - 475
- Semmens K.A., Ramage J., Bartsch A. and Liston G.E., 2013, Early snowmelt events: detection, distribution, and significance in a major sub-arctic watershed, *Environmental Research Letters*, 8, 1, 1- 11
- Sturm M., Holmgren J., König M. and Morris K., 1997, The thermal conductivity of seasonal snow, et al., 1997; *Journal of Glaciology*, 43, 143, 26-41

- Tedesco M. and Miller J., 2007, Observations and statistical analysis of combined active-passive microwave space-borne data and snow depth at large spatial scales, *Remote sensing of Environment*, 111, 382 - 397
- Thakur P.K., Garg P.K., Aggarwal S.P., Garg R.D and Mani S., 2013, Snow Cover Area Mapping Using Synthetic Aperture Radar in Manali Watershed of Beas River in the Northwest Himalayas, *Journal of the Indian society of Remote Sensing*, 41, 4, 933 – 945
- Ulaby F.T., Moore R.K. and Fung A.K., 1986, Microwave Remote Sensing, vol.3. Appendix E2, Norwood, MA: Artech House
- Vincent L.A and Mekis E., 2006, Changes in daily and extreme temperature and precipitation indices for Canada over the twentieth century, *Atmosphere-Ocean*, 44, 177 - 193
- Weismüller J., Wollschläger U., Boike J., Pan X., Yu Q. and Roth K., 2011, Modeling the thermal dynamics of the active layer at two contrasting permafrost sites on Svalbard and on the Tibetan Plateau, *The Cryosphere*, 5, 741–757
- Ye H., Yang D., Robinson D., 2008, Winter rain-on-snow and its association with air temperature in northern Eurasia. *Hydrological Processes*, 22, 2728–2736

Chapitre 5

Inventaire des évènements de pluie sur neige basé sur les données météorologiques et évaluation du potentiel de détection basé sur des données radiométriques dans l'Archipel Arctique Canadien

5.1. Présentation de l'article

Le second objectif de la thèse consiste à adapter l'algorithme développé au chapitre précédent, et ce au contexte arctique (Figure 5-1). Pour ce faire, un inventaire des évènements de pluies sur neige a été réalisé à l'aide des archives de données météorologiques d'ECCC. Cet inventaire a été réalisé sur 14 stations. Ces stations ont été choisies selon la disponibilité des données sur la période étudiée ainsi que par leur position géographique dans l'Arctique Canadien afin d'avoir la meilleure représentation spatiale possible. Cet inventaire sert de base de données de référence (i.e. date des occurrences de pluies sur neige) afin de valider le potentiel de détection de l'algorithme adapté au contexte arctique. Les T_B ont été extraits pour les 14 stations étudiées sur la période 1985 à 2013, afin d'en dériver les différents indices de GRV (i.e. rapport en polarisation verticale) et GRH (rapport en polarisation horizontale) permettant le calcul du GRP (rapport des deux indices en polarisation verticale et horizontale). La méthode dite « arctique » correspond à un seuil de GRP à -10 (i.e. le seuil initial utilisé est $GRP = 1$ (1^{ère} itération)).

Une des principales limites avec l'utilisation des données météorologiques d'ECCC repose sur le manque de données précises du taux de précipitations en cas de précipitations liquides. En effet, ici les seules données disponibles sont un cumul journalier alors que les passages de satellite sont fixés quotidiennement il est donc peu probable de pouvoir combiner l'observation d'un EPSN directement lors de la passe du satellite (si le satellite passe durant un EPSN mais la quantité de pluie n'est pas assez importante pour le détecter alors la méthode comptera une omission, alors que l'EPSN est quand même survenu cette journée-là). Même si des incertitudes résident dans cette méthode, celle-ci donne un bon

aperçu de la spatialisation des EPSN à travers l'AC. Les résultats présentés ici mettent en évidence un nouveau seuil de détection à -10 où un bon équilibre entre omission, commission et erreur maximale est suggéré. Notons que ce seuil peut être amené à s'adapter à différentes applications (proposition d'un seuil plus pessimiste de -5 pour la sécurité civile des communautés inuites (Berkes et Jolly, 2001)).

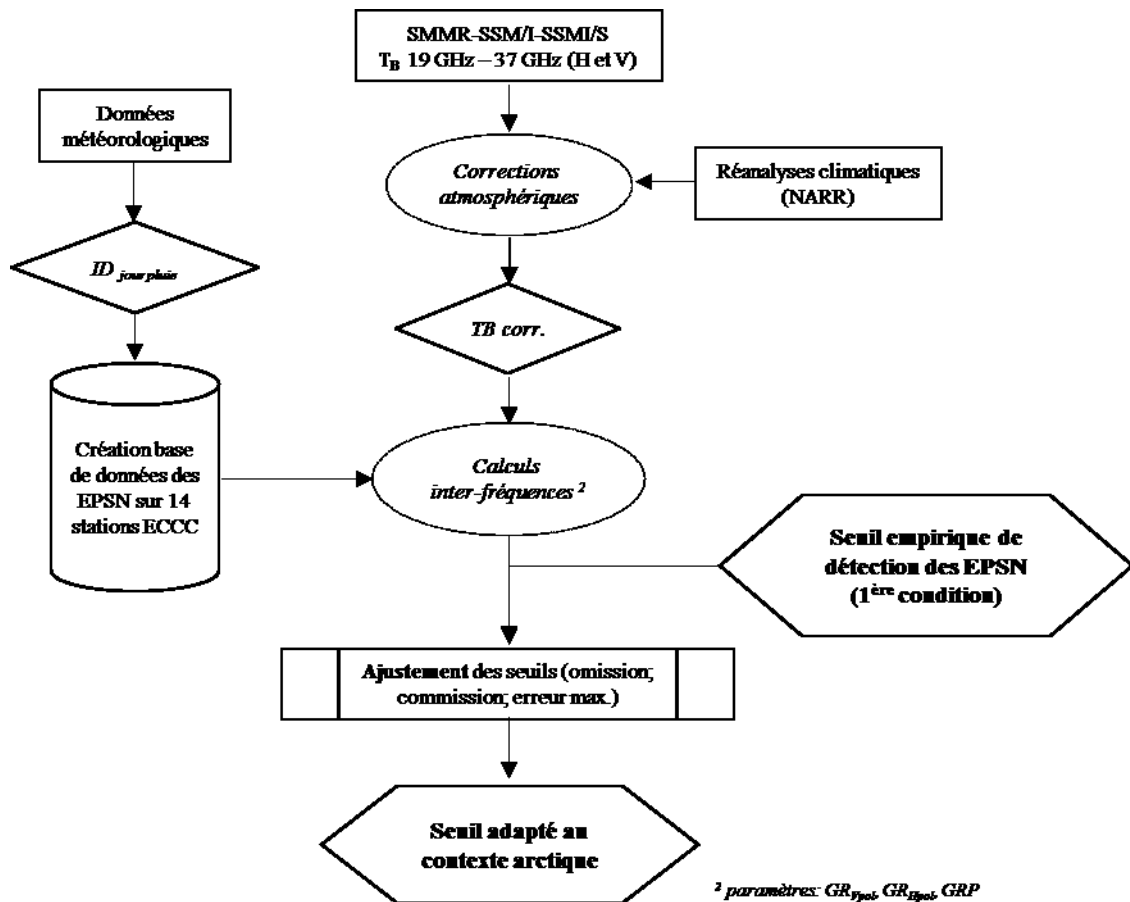


Figure 5-1: Organigramme méthodologique de l'adaptation de la méthode au contexte arctique

Les résultats de l'inventaire des événements de pluies sur neige ont été présentés lors du Colloque Annuel du Centre d'Études Nordiques à Trois-Rivières (Québec), Canada sous forme de poster et à la 73^{ème} édition de l'ESC (2016) à Columbus (Ohio), États-Unis. L'intégralité des résultats fut présentée à la 74^{ème} édition de l'ESC (2017) à Ottawa, (Ontario), Canada ainsi qu'à IGARSS 2017 à Fort Worth (Texas), États-Unis.

Les résultats de l'inventaire ainsi que de l'adaptation de la méthode de détection dans un contexte arctique ont été publiés dans le journal *Physical Geography*:

Dolant C., Langlois A., Brucker L., Royer A., Roy A. et Montpetit B., 2017, Meteorological inventory of rain-on-snow events in the Canadian Arctic Archipelago and satellite detection assessment using passive microwave data, *Physical Geography*, Sous Presse, DOI: 10.1080/02723646.2017.1400339

5.2. Résumé de l'article: Meteorological inventory of rain-on-snow events and detection assessment in the Canadian Arctic Archipelago using microwave radiometry

La répartition spatiale et temporelle des événements de pluie sur neige dans l'Archipel Arctique Canadien (ACC) reste encore mal comprise de par sa nature sporadique, aussi bien spatiale que temporelle. Cela motive le développement d'une méthode de détection, applicable à l'ensemble du territoire, à l'aide de données satellitaires. Cet article utilise un jeu de données météorologiques à travers l'AAC, afin d'adapter l'algorithme de détection des pluies sur neige développé dans une précédente étude au sein de notre groupe de recherche. Les résultats mettent en exergue la répartition spatiale et l'évolution des occurrences des événements de pluie sur neige depuis 1985, sur 14 stations spatialement réparties à travers l'Archipel Arctique Canadien. Les résultats montrent que plus de 600 événements de pluie sur neige ont été inventoriés depuis 1985, pour lesquels plus de 70% survenus durant le printemps, 14% durant l'automne, 8% durant l'été et moins de 1% durant l'hiver. Certains de ces événements peuvent avoir un impact considérable sur les conditions d'accès à la nourriture pour les ongulés par la création, post-événements, de croûte de glace, causant par ailleurs de sérieux problèmes quant à la survie des jeunes caribous (i.e. faons), spécialement durant la période de migration. Cet article introduit donc une adaptation à grande échelle, pour une application sur l'Arctique, de l'algorithme de détection des pluies sur neige basée sur une analyse de sensibilité du seuil de détection, avec une erreur d'environ 5%. La validation de cette étude reste néanmoins limitée principalement due au nombre limité de stations météorologiques ainsi que par la courte période d'analyse (35 ans).

Meteorological inventory of rain-on-snow events in the Canadian Arctic Archipelago and satellite detection assessment using passive microwave data

Caroline Dolant ^{a,b,*}, A. Langlois ^{a,b}, L. Brucker ^{c,d}, A. Royer ^{a,b},
A. Roy ^{a,b}, and B. Montpetit ^a

^aCentre d'Applications et de Recherche en Télédétection, Université de Sherbrooke, Quebec, Canada;

^bCentre for Northern Studies, Quebec, Canada;

^cNASA Goddard Space Flight Center, Cryospheric Sciences Laboratory, Greenbelt, MD, USA;

^dUniversities Space Research Association, Goddard Earth Sciences Technology and Research Studies and Investigations, Columbia, MD, USA

*Corresponding author: Caroline Dolant (Caroline.Dolant@USherbrooke.ca)

Abstract

The spatial and temporal distributions of rain-on-snow (ROS) events across the Canadian Arctic Archipelago (CAA) remain poorly understood owing to their sporadic nature in time and space. This situation motivated the development of remote sensing detection algorithms. This paper uses a large meteorological dataset across the CAA to adapt an existing ROS-detection algorithm developed in a previous study from our group. Results highlight the spatial distribution and evolution of ROS occurrences reported since 1985 at 14 weather stations across the CAA. Results show that >600 ROS events were inventoried since 1985, for which >70% were classified as pure rain (liquid form) and 30% as mixed precipitation (solid/liquid). Of the pure rain events, 75% occurred during spring, 14% during fall, 8% during summer and <1% during winter. Such events can have significant impacts on ungulate grazing conditions through the creation of ice layers, causing serious problems for caribou calf survival, especially during the migration period. This paper introduces an adaptation for larger scale Arctic application of a detection algorithm

(sensitivity analysis on the detection threshold) with an error of ~5%. The validation, however, remains limited due to a short study period and limited number of sites.

Keywords: Rain-on-snow events; Canadian Arctic Archipelago (CAA); climatological trends; microwave radiometry

1 Introduction

The impacts of global climate change on the environment, and especially in northern regions, are significant due to warming temperatures and a variety of strong climate-related feedbacks (Cullather et al., 2016; Klos, Link, & Abatzoglou, 2014; Liston & Hiemstra, 2011; Pradhanang et al., 2012; 2013; Serreze & Barry, 2011; Serreze et al. 2009; Trenberth, 2011). Direct consequences in the northern regions include an overall reduction of snow depth (Brown & Braaten, 1998), snow cover, and sea ice extent (Brown, Derksen, & Wang, 2010; Comiso, 2014; Derksen & Brown, 2012; Derksen et al., 2012; Holland, Serreze, & Stroeve, 2010; Steele, Ermold, & Zhang, 2008), and an increased occurrence of winter extreme events such as rain-on-snow (ROS) (Brown & Mote, 2009; Chen et al. 2013; Langlois et al., 2017). More specifically, the rise in temperatures (L'hôte, 2005) has significant impacts on the precipitation regime and phase (Jong & Sushama, 2017) and is among the most significant consequences of atmospheric warming and variability in the Arctic since the early 1980s (IPCC, 2014; Langlois et al. 2017; Liston & Hiemstra, 2011; Winton, 2006).

To understand precipitation mechanisms in the Arctic, note that most winter precipitation is in solid form due to water saturated cloud presence and is linked to cold processes in the Arctic. But if temperature increases, the solid form of precipitation can be modified into liquid form or freezing rain, causing ice crusts on the snow surface (Stewart et al., 2004). Under warming temperature trends, ROS events, on the one hand, could increase, with an increasing ratio of rain versus snowfall events; while on the other hand, they could decrease if snow cover decreases. Such competitive impacts may render the trend of ROS difficult to analyze (Chen et al., 2015; Ye, Yang & Robinson, 2008). From analysis of satellite data, ROS events appear to have been more frequent in recent years, compared to those in the 1980s and 1990s (Langlois et al., 2017). These events lead to significant modifications of snowpack state through an increase of liquid water content (LWC) and ice layer creation.

This process, when followed by low air temperatures, can then be responsible for the formation of ice crusts (Dolant et al., 2016; Montpetit, 2015; Montpetit, Royer, Roy, Langlois, & Derksen, 2013). ROS events and ice formation have strong impacts on ecology (e.g. ungulate grazing conditions; Bokhorst et al., 2016; Johnson, Neave, Blukacz-Richards, Banks, & Quesnelles, 2016; Langlois et al., 2017; Ouellet, Langlois, Johnson, Richards, & Royer, 2017; Putkonen & Roe, 2003; Rennert, Roe, Putkonen, & Bitz, 2009; A. Sokolov N. Sokolova, Ims, Brucker, & Ehrich, 2016), hydrology (e.g. modification of flow, soil saturation; Freudiger, Kohn, Stahl, & Weiler, 2014; Guan, Waliser, Ralph, Fetzer, & Neiman, 2016), and energy balance (e.g. modification of snow and soil surface and permafrost; Dethloff et al., 2006; Mazurkiewicz, Callery, & McDonnell, 2008; Putkonen, 1998; Romanovsky, Smith, & Christiansen, 2010). ROS can also affect snow surface properties (e.g. albedo) and properties of the snow layers, such as density (Marshall, Conway & Rasmussen, 1999), liquid water content, and thermal conductivity (Domine, Barrere, & Sarrazin, 2016).

Detection of ROS events from space-borne microwave radiometry has been the subject of several studies (Dolant et al., 2016; Grenfell & Putkonen, 2008; Langlois et al., 2017). The use of passive microwaves (PMW) makes it possible to obtain information on the different snowpack layers based on their dielectric responses. This represents an interesting avenue for tracking and studying ROS events across the Arctic from space. Grenfell and Putkonen (2008) demonstrated the possibility of using PMW to monitor ROS from space with a combination of microwave brightness temperature (T_B) gradient and polarization ratios. They studied a single ROS event on Banks Island and highlighted the need for more statistics-based research. This motivated the work by Dolant et al. (2016), who developed an empirical approach to detect ROS using the gradient ratio in both vertical and horizontal polarizations. That work was validated with ROS observations in Nunavik (northern Québec, Canada), but the validation still remained spatially and temporally limited. More recently, Langlois et al. (2017) analyzed the occurrence of ROS and ice layers detected from PMW and the link between these occurrences and caribou populations. Their work included PMW signatures from 18 islands across the Canadian Arctic Archipelago (CAA) and suggested an adjustment to the detection threshold using the gradient ratio polarization (GRP) approach initially proposed in Dolant et al. (2016).

The objectives of this paper are (1) to inventory and classify all ROS observations recorded by the network of Environment and Climate Change Canada meteorological stations in the CAA and statistically analyze ROS frequency and trends, and (2) to use this new dataset of ROS observations to validate and adapt the gradient ratio threshold suggested by Dolant et al. (2016) and evaluate the best value minimizing omission and commission errors in an operational application.

2 Study sites and inventory approach

2.1 Site locations

The Canadian Arctic Archipelago (CAA) is composed of about 90 major islands, a total area of approximately 1,400,000 km². Figure 1 shows the geographical distribution of the 14 meteorological stations where liquid precipitation observations are available (nine on islands and five on the continent's coast). All stations (except NK - Nanisivik) are located at an altitude <100 m.

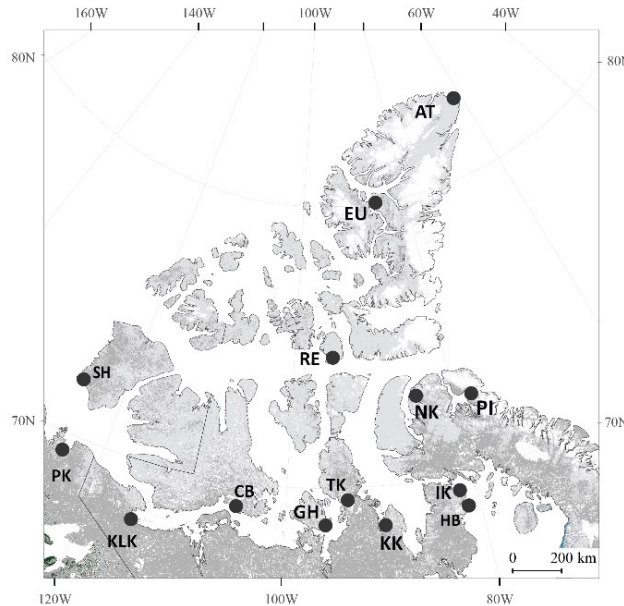


Figure 1. Location map for the 14 meteorological stations across the Canadian Arctic Archipelago (CAA) used in the study. White areas over land correspond to glaciers and ice caps. Black and gray shaded areas correspond to barren land, wet land, and sub-polar or polar barren-lichen-moss.

2.2 Environment and Climate Change Canada meteorological data

Our inventory analysis focuses on the period 1984 (start of winter) to 2014 (end of winter), a period with coincident meteorological measurements (precipitation and air temperature) and human measurements/observations (snow depth and qualitative information about precipitation type and ROS duration) from 14 Environment and Climate Change Canada (ECCC) stations across the CAA, as well as daily passive microwave observations.

For each station and event during the analysis period, we extracted hourly measurements of precipitation amounts, air temperatures, and snow depth values (Table 1). Four precipitation classes were analyzed: (1) precipitation composed of rain only (ROS_{rain.}); (2) precipitation composed of rain and drizzle (ROS_{rain/drizzle}); (3) precipitation composed of rain, hail, and snow (ROS_{mix.}); and (4) rain with no specific observation of phase (ROS_{Unclass}). This classification is necessary to evaluate and enhance the detection capacity of our retrieval approach.

2.2.1. Precipitation amount during rain-on-snow events

ECCC stations in the CAA characterize precipitation phases as drizzle, hail, snow, or rain. In this study, we also present precipitation amount, the accumulated daily precipitation in a rain gauge sensor. Precipitation amounts <0.2 mm were classified as “Trace” (Figure 2A). The phase characterization is determined by an observer, and "rain+snow" observations are classified as ROS mix in this study. Precipitation was also characterized by intensity, from low (precipitation rate $\leq 2.5 \text{ mm h}^{-1}$) to heavy (precipitation rate $\geq 7.5 \text{ mm h}^{-1}$), which was approximated by dividing the cumulative precipitation amount by the ROS length (since phase observations are available hourly, while amount is available daily).

In our database, precipitation events had predominantly small water amounts (Figure 2A). In all four classes (ROS_{rain}, ROS_{rain/drizzle}, ROS_{mix}, and ROS_{Unclass}), the median amount of total precipitation is <0.9 mm while the mean amount of precipitation ranges between 1.3 mm and 2.1 mm. The lowest averages of ROS precipitation were in Alert (AT) and Sachs Harbour (SH), with $0.78 \pm 0.63 \text{ mm}$ and $0.82 \pm 1.78 \text{ mm}$ of rain per event, respectively. The highest values (>3 mm) were recorded in Pond Inlet (PI), Nanisivik (NK), and

Kugaaruk (KK), with precipitation averages of 3.6 ± 5.60 , 3.7 ± 3.15 , and 4.64 ± 4.33 mm of rain, respectively.

2.2.2. Air temperature

The station temperature data (Figure 2B) includes four distinct measurements: dry thermometer, wet thermometer, and daily maximum and minimum thermometers. These measurements are accurate to one-hundredths of a degree Celsius. The air temperatures in Figure 2 were extracted and averaged during ROS events only (ROS_{rain}, ROS_{rain/drizzle}, ROS_{mix}, and ROS_{Unclass}). For our study period, ROS_{rain} was observed at temperatures of $1.41 \pm 2.14^\circ\text{C}$, while ROS_{rain/drizzle}, ROS_{mix} and ROS_{Unclass} occurred at colder temperatures: $0.06 \pm 2.56^\circ\text{C}$, $-1.06 \pm 6.8^\circ\text{C}$, and $-2.11 \pm 5.05^\circ\text{C}$, respectively. When considering all four classes, the mean observed air temperature during ROS was $0.05 \pm 3.77^\circ\text{C}$.

2.2.3 Snow depth measurements

Snow depth (Figure 2C) was measured hourly by a trained person at the station using a snow ruler (cm). We only considered snow depths >5 cm in our ROS analysis in order to limit the number of satellite observations over grid cells with partial snow cover. For our study period, the snow depth measurements are similar for the four classes: 17.7 ± 14.4 mm, 16.1 ± 12.1 mm, 20.5 ± 15.0 mm and 17.5 ± 13.9 mm for ROS_{rain}, ROS_{rain/drizzle}, ROS_{mix}, and ROS_{Unclass} conditions, respectively.

Table 1. ROS and meteorological information. The values represent an average \pm std of values during ROS events for 1984–2014 period and for each station.

ID	Amount (mm)	Air T ($^\circ\text{C}$)	Air T ($^\circ\text{C}$) [min ; max]	SD (cm)
AT	0.78 ± 0.63	-0.47 ± 3.78	[-15.5; 6.6]	17.9 ± 9.72
EU	1.13 ± 0.57	-0.88 ± 4.81	[-15.3; 3.6]	8.5 ± 3.17
RE	1.56 ± 1.59	-1.13 ± 2.60	[-9.8; 3.5]	8.77 ± 3.83
NK	3.7 ± 3.15	1.3 ± 0.75	[-0.8; 3.7]	19.24 ± 12.63
PI	3.6 ± 5.60	1.95 ± 1.33	[-6.2; 6.6]	7.53 ± 4.94
SH	0.82 ± 1.78	-1.8 ± 2.17	[-7.9; 0.7]	7.6 ± 11.53
TK	1.78 ± 1.65	0.96 ± 1.30	[-5.4; 4.7]	10.48 ± 5.61
IK	1.73 ± 1.42	2.11 ± 3.22	[-7.8; 13.8]	18.76 ± 10.37
PK	1.48 ± 1.38	-3.44 ± 6.74	[-24.1; 4.5]	11.25 ± 8.29
CB	1.98 ± 2.17	0.37 ± 1.56	[-13.2; 4.8]	26.16 ± 9.18
HB	1.38 ± 1.25	-0.51 ± 2.11	[-14.2; 4.9]	25.75 ± 13.34
GH	1.82 ± 1.92	-0.61 ± 2.59	[-34.9; 5.5]	15.01 ± 10.57
KK	4.64 ± 4.33	3.27 ± 1.92	[0.4; 8.8]	12.76 ± 7.90
KLK	1.95 ± 1.90	0.11 ± 2.37	[-14.0; 7.7]	17.71 ± 9.70

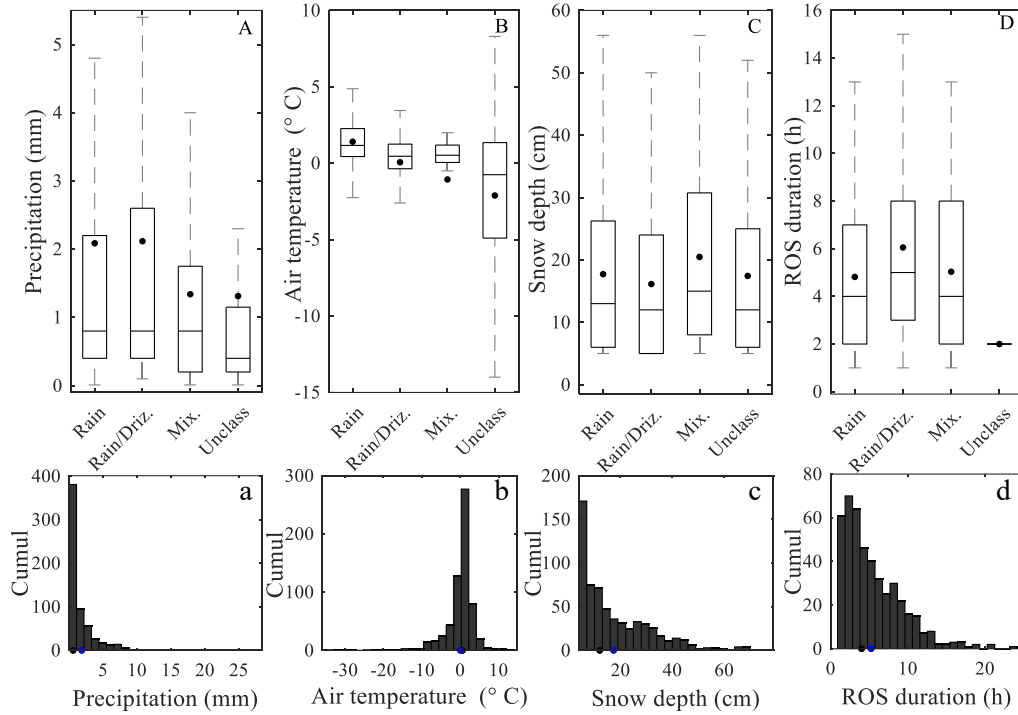


Figure 2. Statistics (upper row, labelled with capital letters) and distribution (lower row, labelled with lowercase letters) of precipitation amount (A), air temperature (B), snow depth (C) and ROS duration (D) measured at ECCC meteorological station. The values represent the average of all sites for four classes of ROS events. The boxplot (capital letter) represents interquartile range; black lines represent median and points represent mean value. The histograms (lowercase letters) show a distribution of ROS events (all classes); black points represent median value and blue points represent mean value.

2.3 Brightness temperature data and ROS detection algorithm

2.3.1. Passive microwave satellite data

For this study, time series of T_B were recorded by three passive microwave sensors onboard five different platforms between 29 August 1984 and 18 June 2014, and were downloaded from the U.S. National Snow and Ice Data Center (NSIDC) and used here for the ROS detection retrievals. The T_B dataset at 19 and 37 GHz in both horizontal (H) and vertical (V) polarizations was obtained from the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) (Knowles, Njoku, Armstrong, & Brodzik, 2000), onboard the Nimbus-7 platform, for the period 29 August 1984 to 9 July 1987. After this period, T_B was extracted from the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) onboard Defense Meteorological

Satellite Program (DMSP) satellite F08 from 9 July 1987 to 6 December 1991, and the SSM/I and the Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) (Colton & Poe, 1999; Wentz, 1997; 2013; Wentz & Spencer, 1998) onboard DMSP F11, F13 and F17 from 6 December 1991 to 18 June 2014.

The spatial resolution of these products is 25 km, projected on the Equal-Area Scalable Earth Grid (EASE-Grid). The products consist of daily averages in EASE-Grid pixels for ascending and descending orbits ($T_{B \text{ asc}}$ and $T_{B \text{ desc}}$). The ascending node is at local noon for SMMR, at 6:00 am for SSM/I F08, and at 6:00 pm for T_B extracted from SSM/I and SSMIS F11, F13, and F17 (local time). The descending node is offset by 12 hours.

2.3.2. Atmospheric correction

An atmospheric correction is needed to remove atmospheric contributions from the satellite signal. Precipitable water data (PWAT) from the North American Regional Reanalysis (NARR) (Mesinger et al., 2006) were used to correct T_B data for atmospheric contributions (Roy et al., 2012). Atmospheric correction was calculated using the millimeter-wave propagation model (Liebe, 1989) implemented in the Helsinki University of Technology (HUT) snow emission model (Pulliainen, Grandell, & Hallikainen, 1999). The model considers radiative transfer through the atmospheric layers and calculates values of downwelling T_B ($T_{B \text{ atm} \downarrow}$), atmospheric transmissivity (γ_{atm}), and atmospheric upwelling T_B ($T_{B \text{ atm} \uparrow}$) (Liebe, 1989).

Relationships between PWAT and atmospheric upwelling contributions (adjusted from Roy, 2013) were expressed as follows:

$$T_{B \text{ atm} \uparrow(19)} = (0.879 \cdot PWAT) + 4.780 \quad (1)$$

$$T_{B \text{ atm} \uparrow(37)} = (0.602 \cdot PWAT) + 18.297 \quad (2)$$

The T_B corrected from the atmospheric contribution was obtained using Equation (3):

$$T_{B f \text{ corrected}}^{\text{pol}} = T_{B f \text{ raw}}^{\text{pol}} \cdot \tau_f + T_{B \text{ atm} \uparrow f} \quad (3)$$

With

$$\tau_{(19)} = (-0.003 \cdot PWAT) + 0.979 \quad (4)$$

$$\tau_{(37)} = (-0.002 \cdot PWAT) + 0.924 \quad (5)$$

Over the CAA, atmospheric corrections led to corrections averaging 1 ± 0.4 K, 2 ± 0.6 K, 1.6 ± 0.4 K, and 4 ± 0.8 K for T_B at 19 GHz V and H, and 37 GHz V and H, respectively.

2.3.3. Rain-on-snow detection algorithm

The presence of liquid water within the snow and on its surface increases emissivity proportionally to frequency. As such, warm water at the surface (from a ROS event) will lead to a rapid increase of T_B at 37 GHz (faster than 19 GHz) over a short period of time. To be detected, satellite measurements during or shortly after need to be available, which is the main limitation of using passive microwave radiometry to detect short-term TB reversal from ROS events (see discussion). Dolant et al. (2016) demonstrated that, in the horizontal polarization, T_B at 37 GHz becomes warmer than at 19 GHz, while 19 GHz in the vertical polarization remains warmer owing to a higher penetration depth (soil contributions). Dolant et al. (2016) demonstrated that the gradient ratio (GR) used by Grenfell and Putkonen (2008) in such conditions is positive in the vertical polarization and negative in the horizontal polarization.

$$GRP = \frac{T_{B37}^v - T_{B19}^v}{T_{B37}^v + T_{B19}^v} \cdot \frac{T_{B37}^h + T_{B19}^h}{T_{B37}^h - T_{B19}^h} \quad (6)$$

The GR ratio, named GRP (Equation 6), becomes negative when the T_b reversal occurs with saturation near surface. Dolant et al. (2016) fixed a detection threshold on GRP at +1, but Langlois et al. (2017) suggested that a lower threshold should be used for large-scale application across the CAA. That suggestion is addressed in this paper.

3. Results

The detection of ROS events based on archived meteorological observations is analyzed first, while the validation and threshold adaptation (for larger scale Arctic application) of the retrievals method from satellite data is addressed later in this section.

3.1. ROS analysis from meteorological stations

Using 14 weather stations in the CAA, a total of 625 ROS events were identified, of which 265 were classified as ROS_{rain}, 174 as ROS_{rain/drizzle}, 31 as ROS_{mix}, and 155 as ROS_{Unclass} for the 1984–2014 period. Figure 3A shows the distribution of ROS classes across the CAA

and highlights a higher occurrence of ROS at lower latitudes ($<70^{\circ}\text{N}$). High latitude stations ($>70^{\circ}\text{N}$) registered fewer than 150 ROS events between 1984 and 2014 (i.e. $\sim 22\%$ of all ROS events identified). The highest number of ROS occurrences was seen at Hall Beach (HB), with more than 100 events during this period.

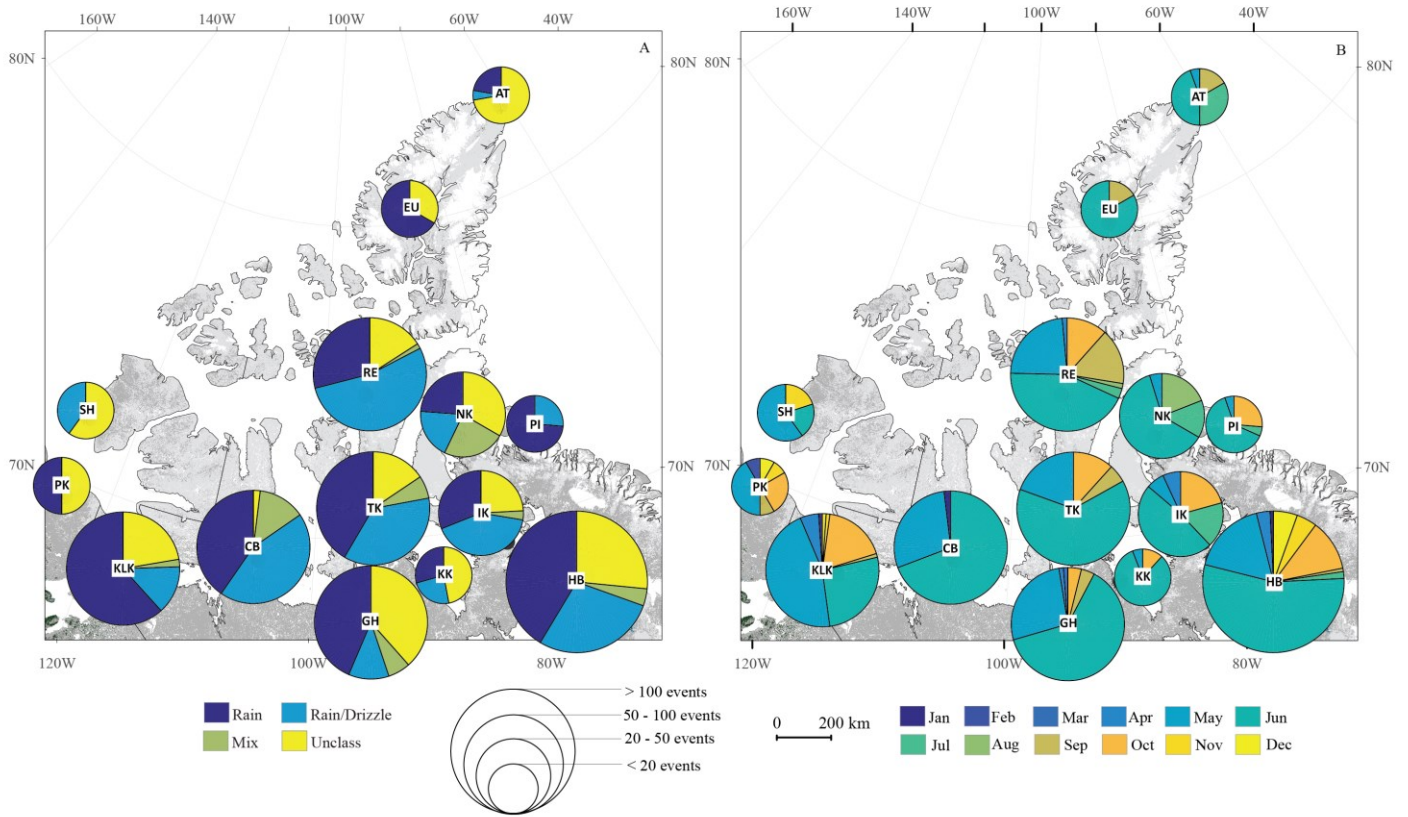


Figure 3. Monthly distribution of ROS events between 1985 and 2013 in the CAA. Pie-chart size represents the number of ROS events and colors represent different months.

We extracted ROS events from the meteorological station database for four periods: fall (\sim September 20 to \sim December 20), winter (\sim December 20 to \sim March 20), spring (\sim March 20 to \sim June 20) and summer (\sim June 20 to September 20). Temporal occurrences for each of these periods are shown in Figure 4. ROS events are unevenly distributed through the year. Indeed, the spring ROS accounts for $>75\%$ of the total occurrences, while $\sim 14\%$ of the events occur in fall, $\sim 8\%$ during summer, and $<1\%$ in winter. Of particular relevance, more than half of the ROS recorded at all stations throughout the study period occurred during month of June. One should note that 13 of the 14 stations received at least one ROS event during spring, whereas 5–11 stations were affected during fall, and 1–4 during winter. During the fall and winter periods, ROS events have a significant impact on snow

metamorphism and stratigraphy, with the formation of an ice crust near the surface that affects energy transfer (Colbeck, 1980). Although the metamorphism processes can be observed during spring, sustained warm air temperatures will promote a transition between the pendular and funicular regimes, leading to deeper water percolation. Modification of the snow structure and formation of ice crusts throughout the seasons (autumn, winter, and spring) can lead to unfavorable grazing conditions for various ungulate species (Langlois et al. 2017; Ouellet et al. 2017; Sokolov et al., 2016). However, one must consider the limitations of using satellite remote sensing to detect short-term extreme events such as a ROS. By keeping fixed seasons, we ensure a majority of snow within one passive microwave signal across all of the CAA. We are aware that a seasonal shift bias can occur using such approach (Wang, Toose, Brown, & Derksen, 2016) and that a mobile study period would be preferable. However, from a passive microwave perspective, we run into the following problem when working near snow onset and melt onset: lack of certainty of having the majority of the pixel covered by snow, and lack of clarity in the literature on the amount of coverage necessary in 25 x 25 km to be considered "snow" from a passive microwave perspective (especially from a GRP/ROS perspective). The intended purpose of the presented trend was not for advanced climatological assessment of ROS in the Arctic, but rather to show an example of the available data and the current state of the algorithm. This paper used a conservative approach to ensure that snow cover is mostly present in the pixels, and thus to allow for the threshold analysis, which was the primary focus of this paper.

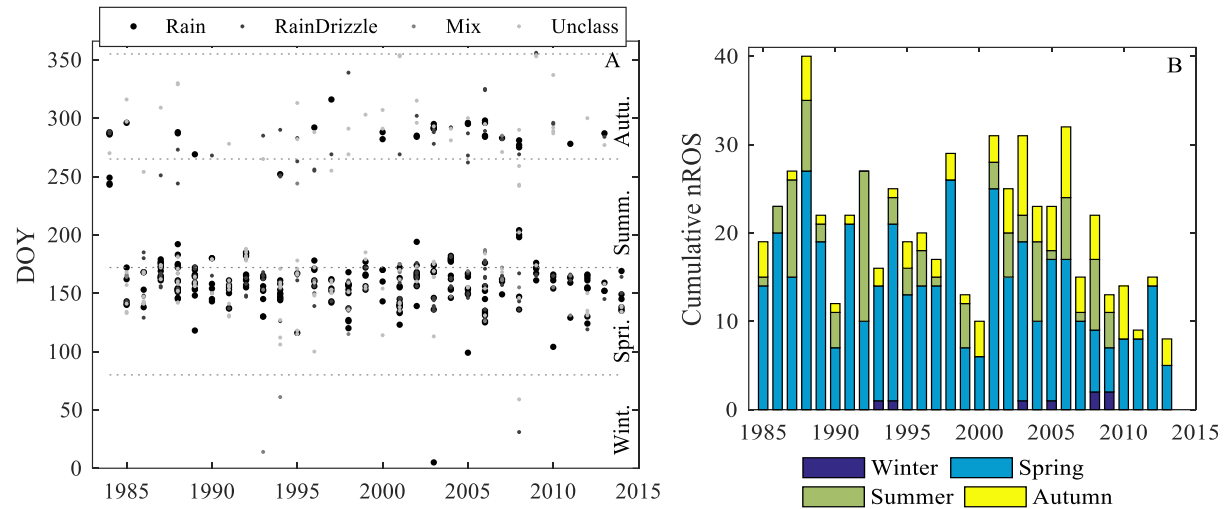


Figure 4. Annual vs. monthly distribution of ROS events (for each class) during the analysis period for all stations combined (A) and seasonal distribution and evolution of ROS events for all stations combined (B). DOY is day of year.

We investigated the seasonal trend for fall, winter, spring and summer (Table 2). Although the results do not suggest a significant trend due to high year-to-year variability, it is interesting that spring and summer seasons experience fewer ROS events (perhaps linked to a reduced snow cover duration), while an increase in ROS event occurrence is seen during fall and winter. This is relevant for various applications, such as caribou grazing conditions, since November-March is the migration period and a critical time for calf survival.

Table 2. Seasonal trends of ROS events for all stations. "l.r.e" is the linear regression equation, NA refers to regression when <2 values are available, r is correlation coefficient.

		Winter	Spring	Summer	Autumn	Annual
All ROS	l.r.e	0.0182x-36.16	-0.336x+686.50	-0.116x+235.9	0.101x-198.9	0.436x-691.2
(625 events)	r	0.26	-0.46	-0.25	0.38	0.07
Rain	l.r.e	NA	-0.1721x+496.4	-0.5263x+1236	-0.06098x+410	-0.15x+472.7
(265 events)	r	NA	-0.11	-0.21	-0.07	-0.03
Rain Drizzle	l.r.e	NA	-0.0473x+248.8	-0.7089x+1615	0.247x-204.7	0.6512x-1115
(174 events)	r	NA	-0.03	-0.15	0.13	0.10
Mix	l.r.e	NA	-0.5627x+1280	-0.7486x+1687	NA	0.5383x-919.2
(31 events)	r	NA	-0.34	-0.20	NA	0.10
Unclass	l.r.e	NA	-0.282x+712	1.092x-1989	0.1764x-50.86	1.532x-2867
(155 events)	r	NA	-0.14	0.30	0.06	0.19

Interannually, ROS distribution by station does not appear to have followed any trend since 1985 (Figure 5), despite a rise in air temperature. We also investigated potential trends by precipitation class (ROS_{rain}, ROS_{rain/drizzle}, ROS_{mix}, and ROS_{Unclass}) (Figure 5), and the results did not reach statistical significance. Although an increase in temperature of about 2°C has been clearly visible since 1984 (Figure 5B), no statistically significant trend can be seen in ROS occurrence.

As expected, we see a predominance of low latitude stations (from TK to KKK, i.e. <70°N) in the interannual distribution of global ROS (Figure 5A) and for the ROS_{rain} condition, while we see a predominance of higher latitude stations (from SH to AT, i.e., >70°N) for ROS_{rain/drizzle}. For other conditions, no trend can be distinguished (Figure 5 E, F). Although there is no notable trend, significant variability can be observed where peaks in occurrence can be linked to main northern climate modes (Cohen, Ye, & Jones, 2015).

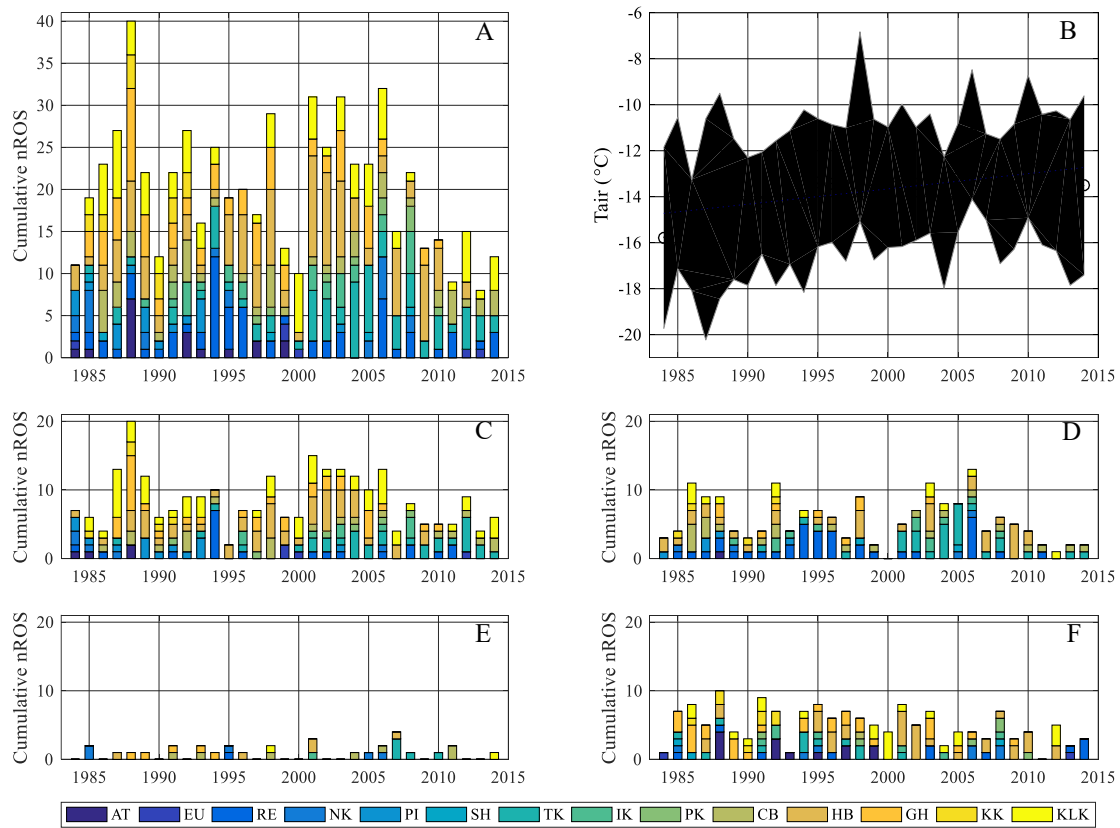


Figure 5. Temporal yearly ROS distribution by station between 1984 and 2014, using all event types (A), for ROS_{rain} (C), ROS_{rain/drizzle} (D), ROS_{mix} (E) and ROS_{Unclass} (F) separately. These figures are compared to winter air temperature (annual mean from ECCC stations) trends for all stations combined during same period (B)

The distinction between different precipitation conditions is important from a microwave radiometry perspective. Rain, drizzle, or snow, in and on the snowpack, have different impacts on T_B . In fact, mixed precipitations have less impact on T_B (i.e. GRP), and are thus harder to detect using our algorithm. Furthermore, the relationship between precipitation amount and air temperature did not exhibit any clear spatial pattern. In Figure 6 we can see this relationship, where ROS_{rain} events were observed at temperatures $>0^{\circ}C$ and precipitation amounts are concentrated around 2 mm except at stations KK and NK (Figure 6). For the $ROS_{rain/drizzle}$ condition, the values are centered around $0^{\circ}C$, and precipitation amounts remained <5 mm for all stations (Figure 6), while the relationship is more scattered for ROS_{mix} and $ROS_{Unclass}$ conditions, with air temperatures varying between $-10^{\circ}C$ and $+5^{\circ}C$ and precipitation varying from 0.5 to 2 mm. For $ROS_{Unclass}$, a predominance of small average values of precipitation amounts and air temperatures below $0^{\circ}C$ can be seen.

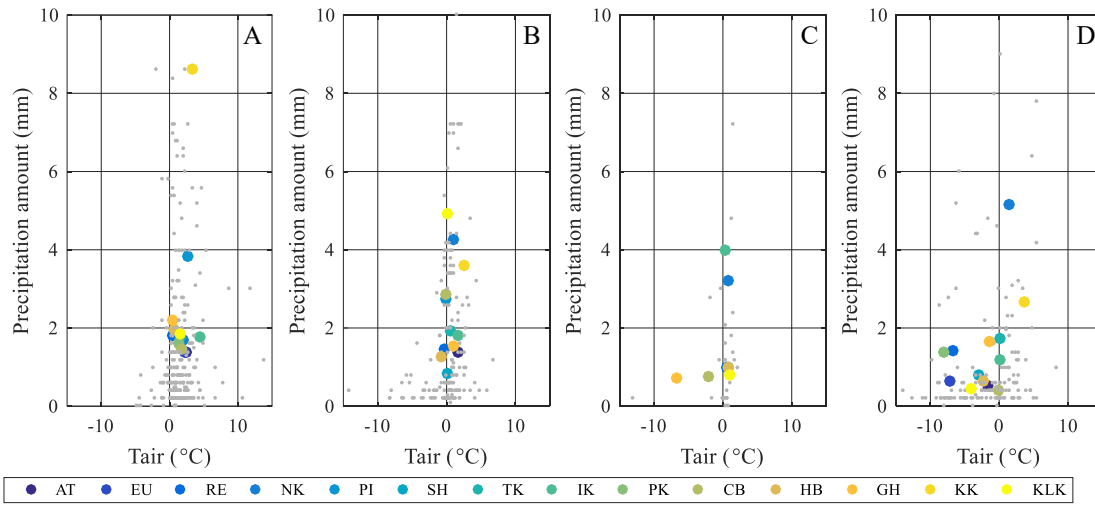


Figure 6. Relationship between air temperature and precipitation amount for rain conditions (diamond), for rain and drizzle conditions (circle), for mix conditions (square) and for unclassified conditions (triangle), between 1984 and 2014. The colored symbols correspond to station averages and the grey points are data for all stations combined for different ROS classes.

Figure 7 shows the distribution of precipitation rate (in $mm\ h^{-1}$) for each ROS condition. Most ROS events (irrespective of ROS condition) are classified with small precipitation rates (i.e. $<1\ mm\ h^{-1}$). It is important to distinguish rate and amount of precipitation. Precipitation rate is derived from the cumulative precipitation and time duration recorded at the meteorological station so that the derived rate value is an hourly approximation (due

to a lack of robust data of ROS time duration) and not a direct measurement. Given the rather cold temperatures and low humidity at which ROS occurs in the Arctic, precipitation rates remain rather small. Most studies on precipitation rate classification have focused in southern regions (Caracciolo, Porcù, & Prodi, 2008; Llasat, 2001; Sansom & Thomson, 1992) where intensities classified as "heavy" are much higher than what is observed in the Arctic in winter. No rain rate classification is available for the Arctic in winter, so we simply divided the rate empirically in five different categories according to the range measured across the dataset: <0.5 ; $0.5-1$; $1-2$; $2-5$ and >5 mm h⁻¹. It is possible to see a predominance of weak precipitation rates (<0.5 mm h⁻¹), which corresponds to 71.3%, 62.6%, and 77.4% of all ROS events for ROS_{rain}, ROS_{rain/drizzle}, and ROS_{mix}, respectively (this statistic is not available for ROS_{Unclass} due to a lack of data).

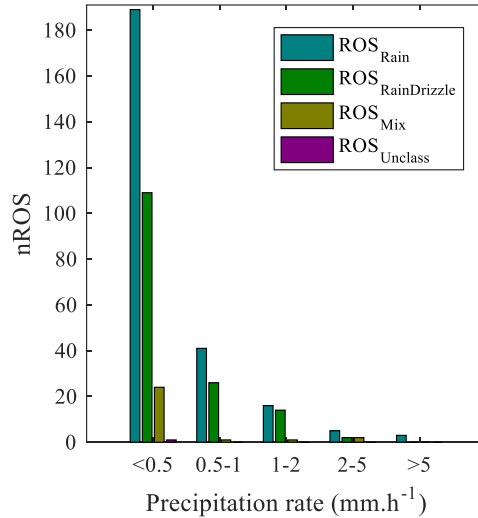


Figure 7. Number of ROS event (nROS) per classes of precipitation rate in mm h⁻¹, for ROS_{rain}, ROS_{rain/drizzle}, ROS_{mix} and ROS_{Unclass} conditions, for all stations combined across CAA.

We also investigated the annual variability in precipitation amount and intensity, for which results are depicted in Figure 8. We cannot extract significant temporal trends for precipitation rate or amount, but a larger variability can be observed in the first half of the study period (higher standard deviation).

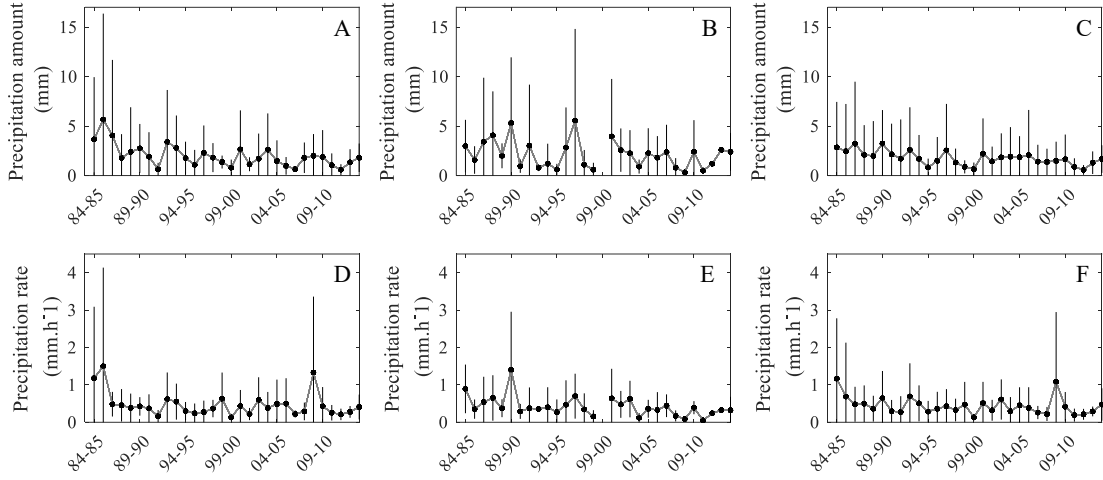


Figure 8. Time series of precipitation amount (A, B, C) and rate (D, E, F) for ROS_{rain} (A, D), ROS_{rain/drizzle} (B, E), and ROS_{global} (C, F) observed during ROS events across the 14 meteorological stations.

3.2. Passive microwave detection using the GRP method

It remains unclear what minimum precipitation amount or rate will lead to a ROS detection using our passive microwave algorithm. As explained in section 3.1 (Figure 8), no specific trends are seen and the omission of small events will remain a source of error. In Figure 9A we thus present the relationship between the GRP threshold and number of ROS detected. One can see a decrease in detected events with a decreasing GRP threshold over a range of -1 to -20, with a more significant decrease between thresholds of 1 (threshold of Dolant et al., 2016) to -5 (i.e. when $GRP = 1$, $nROS = 7688$ in ascending orbit and 4936 for descending orbit, whereas when $GRP = -5$, $nROS = 289$ for ascending orbit and 167 for descending orbit).

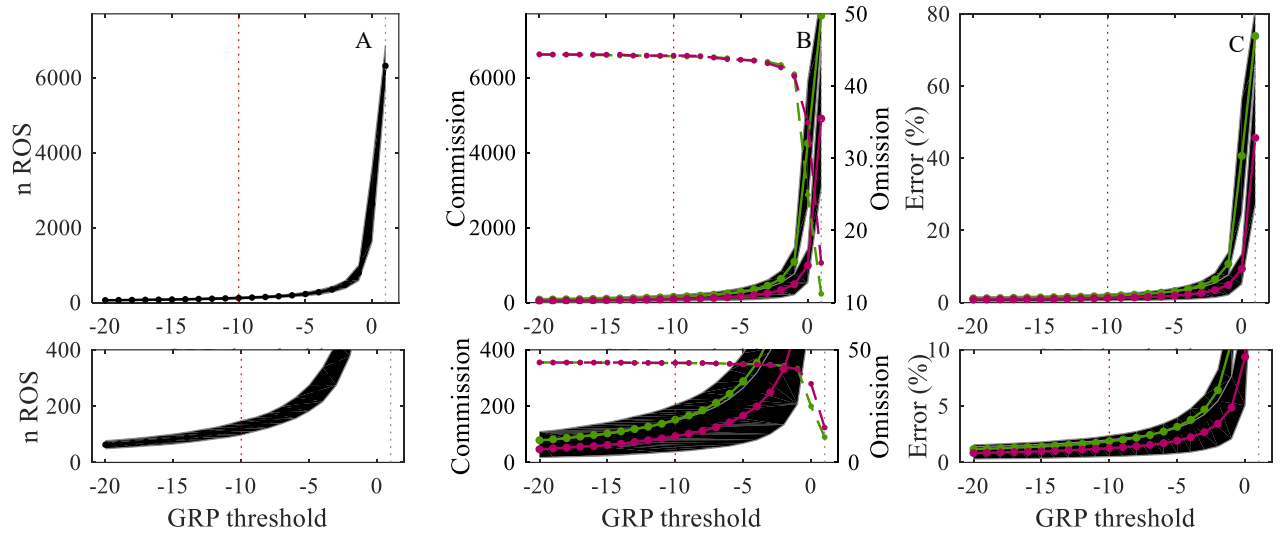


Figure 9. Average number of ROS (nROS) detected as a function of different GRP thresholds for all stations at both ascending and descending orbits (A). Total number of commissions and omissions of detection (B) and error evolution (in percent, C) is depicted for different GRP thresholds. For A, B, C the dashed line in grey corresponds to a threshold of +1 (i.e. threshold of Dolant et al., 2016) and the red dashed line corresponds to a conservative threshold of -10 (i.e. Arctic threshold, developed in this paper).

We investigated the sensitivity of the detection algorithm to the threshold by comparing omissions and commissions over the same range of GRP thresholds. Commissions occur when a ROS is detected by the algorithm, but not observed at the station (commission by the algorithm). Omissions occur when the opposite is observed (ROS seen at station but not detected by the algorithm). The best ROS event detection (perfect match between inventory date and detection date) is achieved using a low GRP threshold (around -1), but that leads to a significant increase in commissions (Figure 9B). Figure 9C also suggests that most of the errors come from commissions and that the total error (omission + commission, see Figure 9C) stabilizes at -10, where total error is equal to 1.9 for ascending orbit and 1.3 for descending orbit (i.e. omission is around 44 for each orbit and commission is around 152 for ascending orbit and 93 for descending orbit), which becomes the updated threshold for ROS detection. It also agrees with the nROS observed at the stations (Figure 9A).

4. Discussion

The main uncertainties about ROS frequency with ECCC meteorological information are precipitation timing, amount, and phase. First, satellite passes are fixed, and no information is available on rain amount at a specific time (only daily cumulated values are available). For instance, a satellite can pass overhead during a ROS without detecting it if insufficient water is present to create the T_B reversal between 19 and 37 GHz at horizontal polarization. This would result in an "omission" from the algorithm. As such, the dataset cannot be used as an absolute reference for validation of the GRP approach, but it provides a collection of rain conditions and T_B responses to evaluate the sensitivity of the threshold (Figures. 9A and 9B). A true validation and adjustment of the approach would require continuous precipitation phase and rate data in order to conduct a T_B reversal analysis using a microwave emission model and/or in-situ measurements of T_B using our own set of passive microwave radiometers (continuous precipitation phase and rate will be available in Cambridge Bay in 2018). Even though these uncertainties are present, this work allows a good framework of ROS detection measurement, and thus a good overview of this phenomenon throughout the CAA area. Other studies will evaluate links between meteorological conditions, ROS intensity, and ROS impact intensity on snow structure and in environment (i.e. mountain area or city area). Nonetheless, our results highlight the best compromise for detection accuracy, in which a GRP threshold of -10 suggests a good equilibrium between omissions and commissions. One could reduce the threshold to increase the number of perfect detection matches; however, this would translate into an increase in commissions, thereby reducing the overall accuracy. Moreover, this threshold could be adjustable for different applications and different levels of application (e.g. increasing the threshold to -5, where here > 200 ROS could be detected, for civil security in Inuit communities (Berkes & Jolly, 2001)).

The periods for which visual observations are available is another source of uncertainty. The datasets included several gaps in these periods, occasionally with no observations for several consecutive days, which meant that the algorithm had no reference data. Consequently, it is hard to develop conclusions on spatial and/or temporal event occurrence trends using this dataset.

5. Conclusion

This study presented ROS occurrences at 14 stations across the Arctic between 1984 and 2014 to evaluate the robustness of the GRP approach developed by Dolant et al., 2016 in an Arctic context. This study represent a first operational monitoring of ROS from space with a global daily coverage approach. The basic statistical analysis highlighted a total of 625 ROS events throughout the study period (1984-2014), dominated by event occurrences at lower latitude stations. Three periods were studied separately and results show that despite no significant trends in the cumulated yearly occurrence, an increase is seen in the fall and winter ROS events. However, this increase might arise from the potential seasonal shift bias discussed earlier given that no trends in number of ROS are seen.

We used the ROS inventory dataset to evaluate the performance and sensitivity of the GRP threshold developed by Dolant et al. (2016). Results suggest using a different threshold to differentiate between pure rain events and mixed precipitations with GRP thresholds of -15 and -10, respectively. Those thresholds also appear to match with the lowest detection error computed with omissions and commissions. Intuitively, the next step is to compute binary images of detected ROS across the CAA, and evaluate yearly anomalies in event occurrence (e.g. links to El Nino and Arctic Oscillation). In addition, one must consider that, under a warmer Arctic, ROS can also vary in rate, duration, and size. The first two can be monitored using dysdrometers as a first-order characterization, but the information will remain punctual. The size of ROS events remains an open question, and to the best of our knowledge, no information on this exists in the literature. Our group will investigate reanalysis data during observed ROS to evaluate the size using barometric pressure maps and temperature maps. Furthermore, the remote sensing product will also allow a better understanding of the various processes that can trigger an ROS. For instance, binary maps of event occurrences could be compared to sea proximity and polynya occurrence and evaluate future spatio-temporal trends of ROS across the Arctic.

6. Acknowledgments

Funding for this research was provided by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), the Centre for Northern Studies, Environment and Climate Change Canada and the Canadian Foundation for Innovation (CFI). The satellite data was extracted from the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). The authors would also like to thank the Polar Knowledge Canada, Université de Sherbrooke and Centre d'Applications et de Recherches en TÉLédétection (CARTEL) for logistical and administrative support. Ludovic Brucker was funded by NASA under grant number NNX14AK64G.

7. References

- Berkes, F. & Jolly D. (2001). Adapting to climate change: social-ecological resilience in a Canadian western Arctic community. *Conservation Ecology*, 5, 18, DOI: 10.5751/ES-00342-050218.
- Bokhorst, S., Pedersen, S. H., Brucker, L., Anisimov, O., Bjerke, J.W., Brown, R.D., Ehrich D., ... Callaghan T.V., (2016). Changing Arctic snow cover: a review of recent developments and assessment of future needs for observations, modelling and impacts. *Ambio*, 45(5), 516-537. DOI: 10.1007/s13280-016-0770-0
- Brown, R. D., & Braaten, R. O. (1998). Spatial and temporal variability of Canadian monthly snow depths. 1946-1995. *Atmosphere-Ocean*, 36, 37-45.
- Brown, R. D. & Mote, P. W. (2009). The response of Northern Hemisphere snow covers to a changing climate. *Journal of Climate*, 22, 2124-2145, DOI: 10.1175/2008JCLI2665.1.
- Brown, R., Derksen C., & Wang L. (2010). A multi-data set analysis of variability and change in Arctic spring snow cover extent. 1967–2008. *Journal of Geophysical Research*, 115, D16111, DOI:10.1029/2010JD013975
- Caracciolo, C., Porcù, F., & Prodi, F. (2008), Precipitation classification at mid-latitudes in terms of drop size distribution parameters. *Advances in Geosciences*, 16, 11-17.
- Chen, W., Russell, D. E., Gunn, A., Croft, B., Chen, W. R., Fernandes, R., Zhao, H., ... Finstad G. L. (2013). Monitoring habitat condition changes during winter and pre-calving migration for Bathurst Caribou in northern Canada. *Biodiversity*, 14, 36-44.
- Cohen, J., Ye, H., & Jones, J.(2015). Trends and variability in rain-on-snow events. *Geophysical Research Letters*, 42, DOI:10.1002/2015GL065320.
- Colbeck, S., (1980). Thermodynamics of snow metamorphism due to variations in curvature. *Journal of Glaciology*, 26, 94, 291-301.

- Colton, M. C., & Poe, G. A. (1999). Intersensor calibration of DMSP SSM/T's: F-8 to F-14, 1987-1997. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37, 418-439.
- Comiso, J. C. (2014). Sea ice concentration and extent. *Encyclopedia of Remote Sensing, Encyclopedia of Earth Sciences Series*, Springer, New York, NY, 727-743.
- Cullather, R. I., Lim, Y.-K., Boisvert, L. N., Brucker, L., Lee, J. N., & Nowicki, S. M. J. (2016). Analysis of the warmest Arctic winter, 2015-2016. *Geophysical Research Letters*, 43, 10 808-10 816. DOI: 10.1002/2016GL071228.
- Derksen, C., Smith, S. L., Sharp, M., Brown, L., Howell, S., Copland, L., Mueller, D. R., ... Walker, A., (2012). Variability and change in the Canadian cryosphere. *Climatic Change*, 11, 59-88.
- Derksen, C., & Brown, R. (2012). Spring snow cover extent reductions in the 2008–2012 period exceeding climate model projections. *Geophysical Research Letters*, 39, L19504, DOI:10.1029/2012GL053387
- Dethloff, K., Rinke, A., Benkel, A., Køltzow, M., Sokolova, E., Kumar Saha S., Handorf, D., ... & Stendel, M. (2006). A dynamical link between the Arctic and the global climate system. *Geophysical Research Letters*, AGU, 33, L03703. DOI:10.1029/2005GL025245
- Dolant, C., Langlois, A., Montpetit, B., Brucker, L., Roy, A., & Royer, A. (2016). Development of a rain-on-snow detection algorithm using passive microwave radiometry. *Hydrological Processes*, 30, 3184–3196.
- Domine, F., Barrere, M., & Sarrazin, D. (2016). Seasonal evolution of the effective thermal conductivity of the snow and the soil in high Arctic herb tundra at Bylot Island, Canada. *Cryosphere*, 10(6), 2573-2588.
- Freudiger, D., Kohn, I., Stahl, K., & Weiler, M. (2014). Large scale analysis of changing frequencies of rain-on-snow events with flood generation potential. *Hydrological Earth System Science*, 18, 2695-2709.
- Grenfell, T. C., & Putkonen, J. (2008). A method for the detection of the severe rain-on-snow event on Banks Island, using passive microwave remote sensing. *Water Resources Research*, 44, W03425. DOI: 10.1029/2007WR005929
- Guan, B., Waliser, D. E., Ralph, F. M., Fetzer, E. J., & Neiman, P. J. (2016). Hydro meteorological characteristics of rain-on-snow events associated with atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters*, 43, 2964-2976, DOI:10.1002/2016GL067978
- Holland, M. M., Serreze, M. C., & Stroeve, J. (2010). The sea ice mass budget of the Arctic and its future change as simulated by coupled climate models. *Climate Dynamics*, 34, 185–200.
- IPCC (2014). Climate change 2014: Synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R. K. Pachauri, & L. A. Meyer (Eds.)]. Geneva, Switzerland: IPCC.

- Johnson, C. A., Neave, E., Blukacz-Richards, A., Banks, S. N., & Quesnelles, P. E. (2016). Knowledge assessment (community and scientific) to inform the identification of critical habitat for Peary caribou, *Rangifer tarandus pearyi*, in the Canadian Arctic. Ottawa, Ontario, Canada: Environment and Climate Change Canada, Science and Technology.
- Jong, D. I., & Sushama, L., (2017). Rain-on-snow events over North America based on two Canadian regional climate models. *Climate Dynamics*. Online version, DOI: 10.1007/s00382-017-3609-x
- Klos, P. Z., Link, T. E., & Abatzoglou, J. T. (2014). Extent of the rain-snow transition zone in the western U.S. under historic and projected climate. *Geophysical Research Letters*, 41, 4560–4568.
- Knowles, K., Njoku, E. G., Armstrong, R., & Brodzik, M. (2000). Nimbus-7 SMMR Pathfinder Daily EASE-Grid Brightness Temperatures, Version 1, Boulder, Colorado USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center.
- Langlois, A., Johnson, C. A., Montpetit, B., Royer, A., Blukacz-Richards, E. A., Neave, E., Dolant, C., ... Brucker, L. (2017). Detection of rain-on-snow (ROS) events and ice layer formation using passive microwave radiometry: a context for Peary caribou habitat in the Canadian Arctic. *Remote Sensing of Environment*, 189, 84-95.
- L'hôte Y., Chevallier P., Coudrain A., Lejeune Y., & Etchevers P., (2005). Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps. *Hydrological Sciences Journal*, 50, 989-997.
- Liebe, H., (1989). MPM-An atmospheric millimeter-wave propagation model. *International Journal of Infrared and Millimeters Waves*, 10, 631-650.
- Liston, G. E., & Hiemstra, C. A. (2011). The changing cryosphere: Pan-Arctic snow trends (1979–2009). *American Meteorological Society*, 24, 5691-5712.
- Llasat, M. C., (2001). An objective classification of rainfall events on the basis of their convective features. Application to rainfall intensity in the north-east of Spain. *International Journal of Climatology*, 21, 1385-1400.
- Marshall, H. P., Conway, H. & Rasmussen, L.A., (1999), Snow densification during rain, *Cold Region Sciences Technology*, 30, 35-41, DOI:10.1016/S0165-232X(99)00011-7
- Mazurkiewicz, A. B., Callery, D. G., & McDonnell, J. J (2008). Assessing the controls of the snow energy balance and water available for runoff in a rain-on-snow environment. *Journal of Hydrology*, 354, 1-14.
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P. C., Ebisuzaki, W., Jović, D., ... Shi W. (2006). North American Regional Reanalysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87, 343-360.
- Montpetit, B. (2015). Analyse de la modélisation de l'émission multifréquence micro-onde des sols et de la neige, incluant les croutes de glace à l'aide du modèle Microwave Emission Model of

- layered snowpacks (MEMLS). Ph.D. thesis, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Canada, Département de Géomatique Appliquée, May 2015.
- Montpetit, B., Royer, A., Roy, A., Langlois, A., & Derksen, C., (2013). Snow microwave emission modeling of ice lenses within the snowpack using the microwave emission model for layered snowpack (MEMLS). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51, 9, 4705-4717
- Ouellet, F., Langlois, A., Johnson, C. A., Richards, A., & Royer, A. (2017). Spatialization of the SNOWPACK snow model in the Canadian Arctic for Peary caribou winter grazing condition assessment. *Physical Geography*, 38, 143-158.
- Pradhanang, S. M., Frei, A., Zion, M. S., Schneiderman, E. M., Steenhuis, T. S., & Pierson, D. (2012). Analysis of rain-on-snow runoff events in New York. 69th EASTERN SNOW CONFERENCE Frost Valley YMCA, Claryville, New York, USA.
- Pradhanang, S. M., Frei, A., Zion, M., Schneiderman E. M., Steenhuis, T. S., & Pierson, D. (2013). Rain-on-snow runoff events in New York. *Hydrological Processes*, 27, 3035-3049.
- Pulliainen, J., Grandell, T., & Hallikainen, J. (1999). Hut snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37, 1378-1390.
- Putkonen, J. (1998). Soil thermal properties and heat transfer processes near Ny Alesund, north western Spitsbergen, Svalbard. *Polar Research*, 17, 165–179.
- Putkonen, J., & Roe, G. (2003). Rain-on-snow events impact soil temperatures and affect ungulate survival. *Geophysical Research Letters*, 30, 1188.
- Rennert, K. J., Roe, G., Putkonen, J., & Bitz, C. M. (2009). Soil thermal and ecological impacts of rain on snow events in the circumpolar arctic. *Journal of Climate*, 22, 2302-2315.
- Romanovsky, V. E., Smith, S. L., & Christiansen, H. H. (2010). Permafrost thermal state in the polar northern hemisphere during the International Polar Year 2007–2009: a synthesis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 106–116.
- Roy, A., Royer, A., Wigneron, J. P., Langlois, A., Bergeron, J., & Cliche, P. (2012). A simple parameterization for boreal forest radiative transfer model at microwave frequencies. *Remote Sensing of Environment*, 124, 371-383.
- Sansom J., & Thomson P. J. (1992), Rainfall classification using breakpoint pluviograph data. *Journal of Climate*, 5, 755-764.
- Serreze, M. C., Barrett, A. P., Stroeve, J. C., Kinding, D. N., & Holland, M. M. (2009). The emergence of surface-based Arctic amplification. *The Cryosphere*, 3, 11-19.
- Serreze, M. C., & Barry, R. G. (2011). Processes and impacts of Arctic amplification: a research synthesis. *Global and Planetary Change*, 77, 85-96.

- Steele, M., Ermold, W., & Zhang, J. (2008). Arctic Ocean surface warming trends over the past 100 years. *Geophysical Research Letters*, 35, L02614, DOI:10.1029/2007GL031651.
- Stewart, R. E., Burford, J. E., Hudak, D. R., Currie, B. Kochtubajda, B., Rodriguez, P. & Liu, J. (2004). Weather systems occurring over Fort Simpson, Northwest Territories, Canada, during three seasons of 1998-1999: 2. precipitation features. *Journal of Geophysical Research*, 109, D22109 doi:10.1029/2004JD004929.
- Sokolov, A. A., Sokolova, N. A., Ims, R. A., Brucker, L. & Ehrich, D. (2016). Emergent rainy winter warm spells may promote boreal predator expansion into the Arctic. *Arctic*, 69, 121, DOI:10.14430/arctic4559.
- Trenberth, K. E. (2011). Changes in precipitation with climate change. *Climate Research*, 47, 123–138.
- Wang, L., Toose, P., Brown, R., & Derksen, C. (2016). Frequency and distribution of winter melt events from passive microwave satellite data in the Pan-Arctic, 1988-2013. *The Cryosphere*, 10, 2589-2602, DOI:10.5194/tc-10-2589-2016.
- Wentz, F. J., & Spencer, R.W., (1988). SSM/I Rain retrievals within a unified all-weather ocean algorithm. *American Meteorological Society*, 55, 1613-1627.
- Wentz, F. J. (1997). A well-calibrated ocean algorithm for special sensor microwave/imager. *Journal of Geophysical Research*, 10, C4, 8703-8718
- Wentz, F. J. (2013). SSM/I Version-7 Calibration Report. Remote Sensing Systems Technical Report. Report number 011012, Santa Rosa, CA, 46p
- Winton, M. (2006). Does the Arctic sea ice have a tipping point? *Geophysical Research Letters*, 33.
- Ye, H.C., Yang D.Q & Robinson D., (2008). Winter rain on snow and its association with air temperature in northern Eurasia, *Hydrological Processes*, 22, 2728-2736

Chapitre 6

Caractéristiques des conditions de neige sur l'île du Prince Charles suite à la disparition de la harde de caribou de Barren Ground

6.1. Présentation de l'article

Au cours de l'année 2016, un groupe de recherche du centre national de recherche sur la faune d'Environnement et Changement Climatique Canada a retrouvé des dizaines de carcasses de Caribou de Barren Ground (i.e. *Rangifer tarandus groenlandicus*) sur l'île du Prince Charles (Nunavut). La sous-population de l'île du Prince Charles fait partie de la harde de l'île de Baffin qui connaît aujourd'hui un fort déclin. Au moment de l'épisode de mortalité, le troupeau comptait 1603 individus (indice de confiance à 95% entre 1158-2220). Aucune contamination ni pathogènes n'ont été remarqués d'après l'autopsie des carcasses. Les carcasses ayant été retrouvées desséchées et dépourvues de réserves en gras, la seule hypothèse retenue par les chercheurs de ECCC est la mort de faim. Afin de connaître la cause de cette mortalité, les chercheurs d'ECCC nous ont demandé si la méthode développée dans cette thèse pouvait être appliquée sur la zone de l'île du Prince Charles afin d'analyser les conditions de surface de la neige. Par la suite, cette collaboration a permis d'approfondir l'étude en développant une méthode de détection des couches denses (sèches) et de voir les liens avec les conditions météorologiques qui prévalaient durant l'hiver 2015-2016 précédant la découverte de ces carcasses (une comparaison avec les deux hivers précédents a été faite pour voir si cet hiver comporte des anomalies). L'étude des conditions de neige s'est faite à partir d'observations satellites (Figure 6-1) et de simulations des T_B du manteau neigeux (basée sur des données de neige d'une campagne menée à Churchill, Manitoba pour les simulations), et l'étude des conditions climatiques à partir de trois stations météorologiques réparties dans le Bassin de Foxe et les données ERA-interim permettant de connaître les conditions synoptiques sur l'île pour l'hiver 2015-2016. Les simulations de T_B ont été effectuées avec et sans ajout de croûte de vent et ont permis de faire une analyse de sensibilité entre la densité et l'augmentation du GRP et du

ΔPR . Les simulations avec et sans croûte de vent ont permis d'extraire des nouveaux seuils statistiques pour l'extraction des couches de haute densité basée sur l'approche de détection des croûtes de glace de Montpetit, 2015.

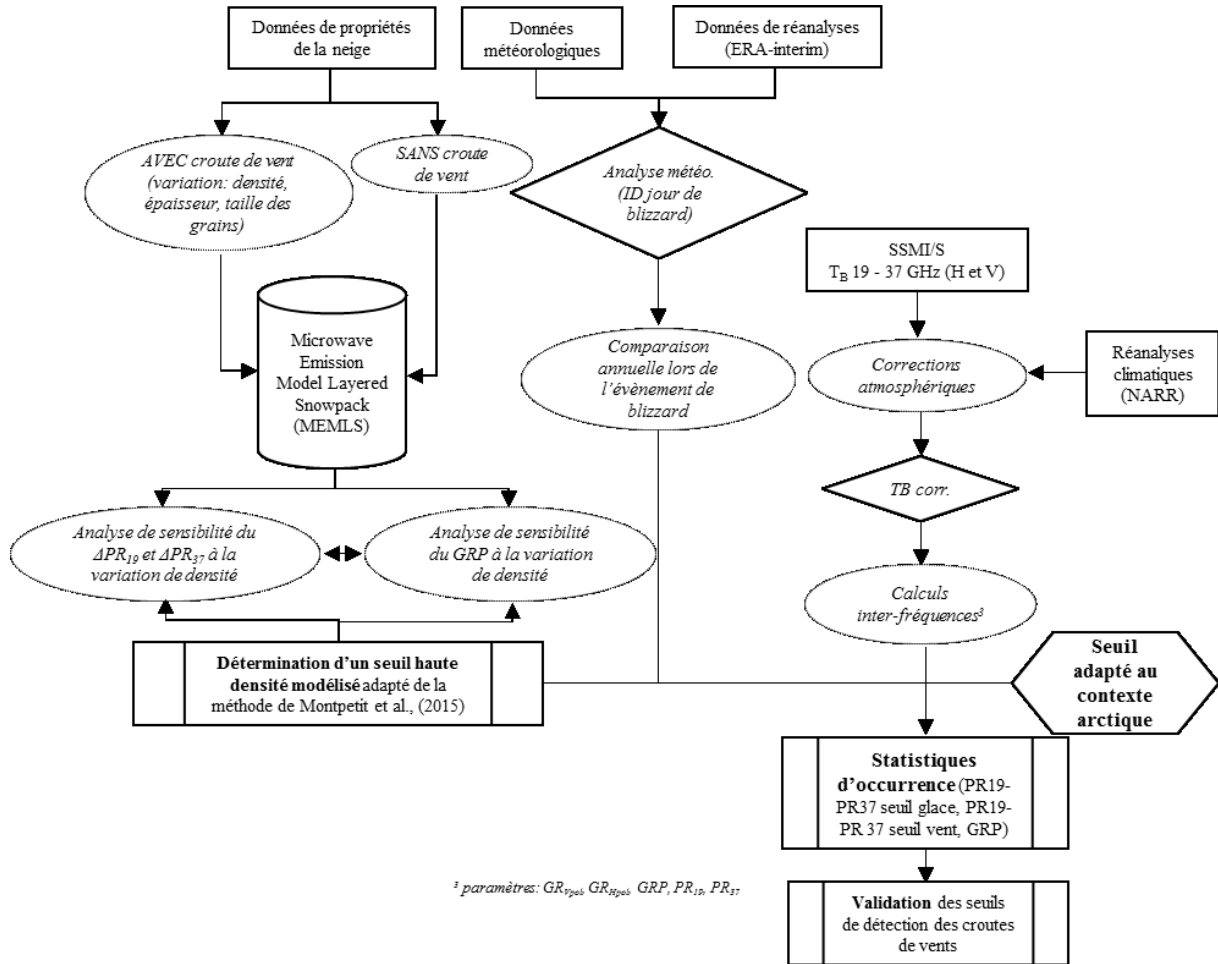


Figure 6-1: Organigramme méthodologique du développement de la méthode de détection des couches denses et l'application des méthodes de détection des couches denses et de pluie sur neige dans le contexte de l'île du Prince Charles pour l'hiver 2015-2016

Une analyse de sensibilité basée sur 23 manteaux neigeux (Figure 6-2) a été effectuée afin de voir la dépendance de la variation de la SSA, de l'épaisseur de la couche dense et de la densité sur le rapport de polarisation.

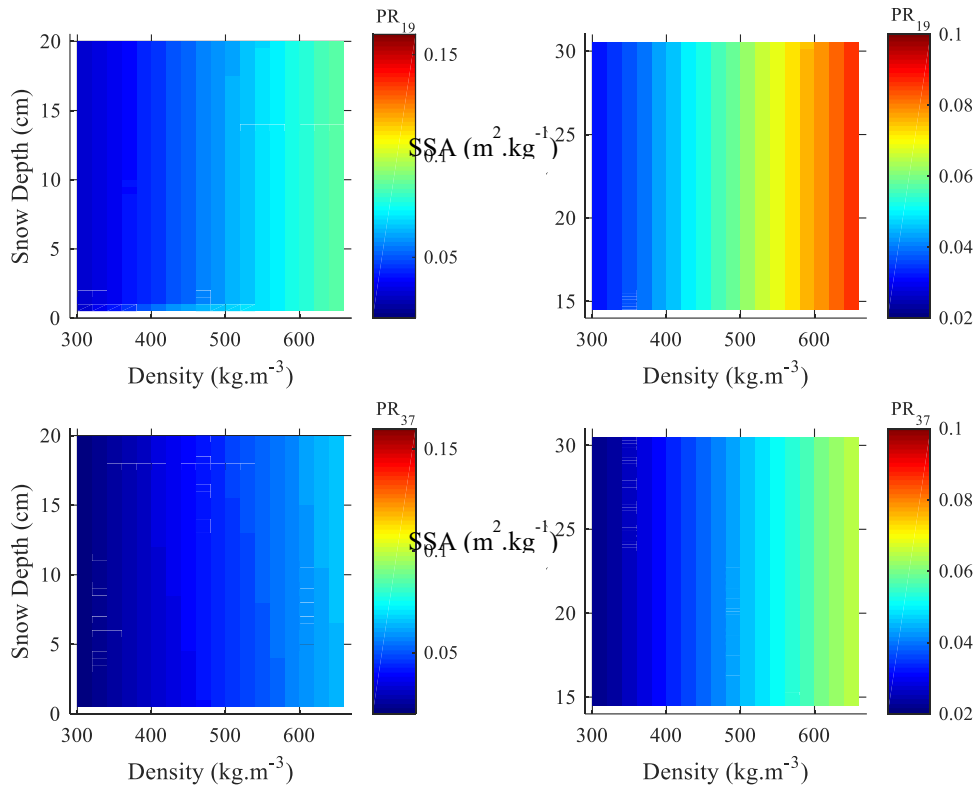


Figure 6-2 : Analyse de sensibilité du rapport de polarisation (PR_f) sur les variables de densité, d'épaisseur de la couche dense, et de la SSA pour les fréquences 19 et 37 GHz (moyenne des 23 manteaux neigeux différents)

L'île du Prince Charles est représentée par 17 pixels sur les observations MOP dont 12 côtiers. L'extraction des observations de T_B sur trois hivers a permis de mettre en exergue l'anomalie de l'année 2015-2016 dans les profils temporels de GRP et de ΔPR_f (19 et 37 GHz) dérivés des observations MOP. Les résultats ont montré une forte variabilité de ces deux indicateurs au début du printemps 2016 (Tableau 6-1). La forte augmentation du GRP au printemps ne suggérait pas d'épisode de pluie sur neige qui est normalement caractérisé par une diminution du GRP. Une brève analyse des températures à partir des données NARR n'a pas statué sur une augmentation des températures à cette période. Par ailleurs, une forte variabilité de l'indice ΔPR_f suggère une densification de la couche supérieure bien que les seuils de détection des croûtes de vents ne soient pas atteints (Montpetit, 2015). L'analyse météorologique sur les variables de pression atmosphérique et de vitesse du vent a permis d'observer une forte dépression accompagnée de vents forts. La succession de

Tableau 6-1: Statistiques d'occurrences des croûtes de glaces (CG), des croûtes denses (CD) et des PSN sur les 17 pixels de l'île du Prince Charles à partir des observations MOP. Les valeurs correspondent au nombre total de détection pour le mois d'avril par rapport au nombre total de détection pour l'hiver complet, les valeurs moyennes correspondent à la moyenne de tous les pixels.

Les résultats de cette étude ont fait l'objet d'une présentation par affiche à la conférence *Arctic Change* à Québec, Canada et sont publiés dans la revue *Geophysical Research Letter* :

95

6.2. Résumé de l'article: Assessment of the barren ground caribou die-off during winter 2015–2016 using passive microwave observations

À l'été 2016, plus de cinquante caribous de Barren Ground ont été retrouvés morts sur l'île du Prince Charles (Nunavut, Canada), une espèce qui a été récemment classée comme menacée. Aucun signe de prédation ou de maladie n'a été observé. L'hypothèse principale de cette recherche propose les caribous n'étaient pas en mesure d'accéder à la nourriture et ce en raison d'une surface de neige très dense, probablement créée par une forte tempête au cours du printemps. En utilisant les données satellitaires dans le domaine micro-ondes, une augmentation significative du rapport de polarisation de la température de brillance à 19 et 37 GHz a été observée au printemps 2016 (60% de plus que les deux saisons d'hiver précédentes). Basée sur des simulations de transfert radiatif par micro-ondes, une telle anomalie peut être expliquée par une couche de neige dense. Ceci est cohérent avec la succession des tempêtes et des vents forts mis en évidence dans ERA-interim sur l'île du Prince Charles au printemps 2016. Avec l'utilisation d'un jeu de données multisources, cette étude montre que les changements de surface du manteau neigeux expliquent la non-accessibilité de la nourriture pour les caribous et ainsi explique la disparition partielle du troupeau.

Assessment of the Barren Ground Caribou die-off during winter 2015-2016 using passive microwave observations

C. Dolant^{1, 2*}, B. Montpetit³, A. Langlois^{1, 2}, L. Brucker^{4, 5}, O. Zolina^{6, 7}, C.A. Johnson³, A. Royer^{1, 2} and P. Smith³

¹ Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection, Université de Sherbrooke, QC, Canada

² Centre d'Études Nordiques, Québec City, QC, Canada

³ National Wildlife Research Centre, Environment and Climate Change Canada, Ottawa, ON, Canada

⁴ NASA Goddard Space Flight Center, Cryospheric Sciences Laboratory, Code 615, Greenbelt, MD 20771, USA

⁵ Universities Space Research Association, Goddard Earth Sciences Technology and Research Studies and investigations, Columbia, MD 21044, USA

⁶ IGE/CNRS-UGA, 38402 Saint Martin d'Hères, France.

⁷ Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow

*Corresponding author: Caroline Dolant (Caroline.Dolant@USherbrooke.ca)

Key Points

- More than fifty Arctic Barren Ground caribous were found dead during summer 2016 on Prince Charles Island (Nunavut, Canada);
- Significant anomalies were observed in satellite microwave observation and ERA-interim synoptic meteorological reanalysis in April 2016;
- High snow density values found from passive microwave ($>400\text{kg.m}^{-3}$) suggest poor foraging conditions combined with low mobility for caribou

Please cite this article as doi:10.1029/2017GL076752

Abstract

In summer 2016, more than fifty Arctic Barren Ground caribous were found dead on Prince Charles Islands (Nunavut, Canada), a specie recently classified as threatened. Neither predator nor sign of diseases were observed and reported. The main hypothesis is that caribous were not able to access food due to a very dense snow surface, created by a strong storm system in spring. Using satellite microwave data, a significant increase in brightness temperature polarization ratio at 19 and 37 GHz was observed in spring 2016 (60% higher than previous two winter seasons). Based on microwave radiative transfer simulations, such anomaly can be explained with a very dense snow surface. This is consistent with the succession of storms and strong winds highlighted in ERA-interim over Prince Charles Island in spring 2016. Using several sources of data, this study shows that changes in snow conditions explain the caribou die-off due to restricted foraging.

1 Introduction

The caribou herd on Prince Charles Island (PCI) is a sub-population of the Baffin Island herd for which numbers have declined dramatically from more than 120,000 in 1991 to an estimated 3,460 to 6,250 during the 2014 census. In summer 2016, Barren Ground caribou carcasses (~50) were found on Prince Charles Island (PCI), Nunavut (Canada). This island is located in Foxe Basin, west of Baffin Island, within the Canadian Arctic Archipelago (Qikiqtaaluk area). With such an important decrease, it becomes essential to better understand the reasons for sudden death events such as observed on PCI in 2016. An association between extreme weather events during the winter season and caribou and reindeer population decline has been reported recently (e.g. Langlois et al., 2017; Sokolov et al., 2016; Mallory and Boyce 2017; Tyler 2010), and several studies investigated the relationship between snow density and ungulate foraging conditions (Hansen et al., 2011, 2014; Ouellet et al., 2017; Vikhamar-Schuler et al., 2013). These studies have found that persistent snow density values $>350 \text{ kg.m}^{-3}$ could be linked to decrease population numbers. Strong winds and rain-on-snow events are the main meteorological events leading to a denser snowpack and ice crust formation. Therefore, an unusual number of storm occurrence, or rain-on-snow events (e.g. Dolant et al., 2016; 2017), during a winter

season represents a serious threat to caribou survival in the Arctic. Hence, the objective of this study is to investigate the possible causes of the PCI's caribou die-off by analyzing anomalies in weather events that could generate significant changes in snow conditions.

Here, we propose an approach for wind slab detection using microwave satellite data. We used previously defined brightness temperature indexes for ice crust detection within the snowpack (Montpetit, (2015), and rain-on-snow event detection (Dolant et al., 2016; 2017). A new sensitivity analysis based on a modelling approach shows the usefulness of these indexes for wind slab detection for arctic snow type. Results are analyzed for three winter seasons (between 2013 and 2016) and applied to characterize snow conditions on PCI during spring 2016. Reanalysis data were also used to characterize weather conditions prior to the caribou die-off, where local observations do not exist, except for three meteorological stations in the Foxe Basin region far from PCI (Fig.-1). The dataset is sufficient to investigate snow and atmospheric conditions that lead to the caribou die off.

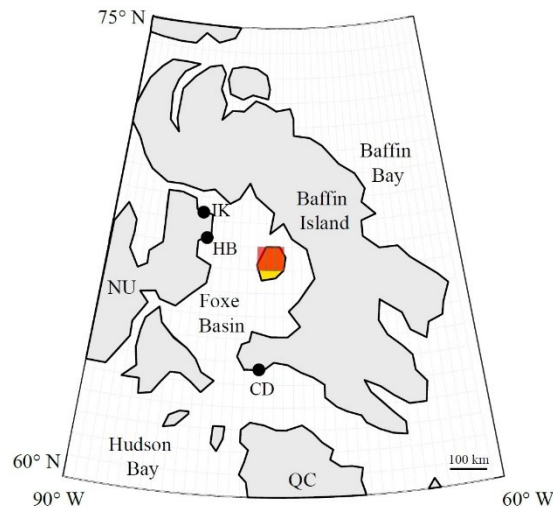


Figure 1: Location map of Prince Charles Island (yellow area) in Foxe Basin. The black dots represents the three Environment and Climate Change Canada meteorological stations (CD: Cape Dorset (64°13'49''N, 76°31'30''W); HB: Hall Beach (68°46'33''N, 81°14'33''W); IK: Igloolik (69°23'00''N, 81°48'00''W)). The red rectangle corresponds to three ERA-interim cells covering PCI.

2 Context of caribou die-off

On July 3rd 2016, an Environment and Climate Change Canada (ECCC) team flew from Igloolik to PCI to conduct wildlife surveys at two different sites on the island (around

67°44'N 75°28'W and 68°10'N 76°43'W). Three demographically independent subpopulations are thought to occur on Baffin; caribou on Prince Charles are part of the south Baffin Island group and the South Baffin Island caribou appear to be non-migratory potentially due to the current low numbers (Jenkins et al. 2012). Available information suggests a 98% decline from over 200,000 caribou in 1992 to less than 5,000 caribou on the Baffin Island in 2014 (COSEWIC, 2016). About one third of all caribou surveyed in 2014 were located on Prince Charles Island, suggesting PCI is an important strong hold for caribou on Baffin Island.

The former site was a large sandy esker, rising approximately 25 m above the surrounding lowland habitats and approximately 1 km long. At this site, the carcasses of at least 47 dead caribous (i.e. at that time, 1603 (i.e. at that time, 1603 - the range of 1158 to 2220 correspond at 95% of Confidence Interval - were found), with most distributed along both sides of the ridge and a lesser number on top. At the latter site, 5 carcasses distributed within 1 km of the above location were found, again associated with ridges (2 – 15 m high). Both sexes and various age groups were represented: males with velvet antlers, antlered females, and young animals. Some animals appeared to have died while lying down and others appeared to have fallen over from a standing position. The carcasses were intact and desiccated, with the internal organs decomposed, suggesting that death had occurred at least several weeks prior and potentially as early as late winter. An experienced caribou biologist who later visited the site concluded that the animals appeared to be emaciated and most likely died of starvation (M. Dyck *unpublished*). Caribou can experience acute food shortages in late winter and early spring (e.g., Russel et al. 1993), and although they are well adapted to manage energy demands and capitalize on patchily distributed food (Thompson and Barboza, 2013), extreme weather that limits access to food for prolonged periods can lead to starvation (Mallory and Boyce, 2017).

3 Data and Methods

3.1 In-situ data

Field measurements of snow geophysical properties collected in Churchill, Manitoba in 2010 during the Cold Regions Hydrology High-resolution Observatory (CoReH2O) Canadian campaign were used as input to the Microwave Emission Model for Layered

Snowpacks (MEMLS). Although the geographical location between Churchill and PCI is different, the snow conditions are similar since we use open tundra measurements (Sturm et al., 1995). A total of 23 snowpits were conducted with profile measurements of density, temperature and snow grain specific surface area (SSA), which can in turn be converted to correlation length for MEMLS (Montpetit et al., 2012; Langlois et al., 2012; Roy et al., 2013).

3.2 Satellite data

Brightness temperature (T_B) observations from the Special Sensor Microwave Imager / Sounder (SSMIS) were used at 19 and 37 GHz, in both horizontal and vertical polarizations (Armstrong et al. 1994). Both the ice/wind slab detection and rain-on-snow detection algorithms were applied to this dataset. The results were compared between the three winter- spring seasons (October, 1st – May, 31st between 2013 and 2016). Both ascending and descending passes were used in order to optimize temporal coverage.

3.3 Reanalysis data

The North American Regional Reanalysis (NARR) (Mesinger et al., 2006) were used to correct atmospheric contribution to the satellite, and the precipitable water (PWAT) was retrieved for the calculation of atmospheric transmissivity at both 19 and 37 GHz (Roy et al., 2012). We used the Millimeter-wave propagation model (Liebe, 1989) implemented in the snow emission model HUT (Pulliainen et al., 1999) allowing the retrieval of both transmissivity and atmospheric T_B . The spatial resolution of NARR data is 0.1 degree (about 32 km), which is reasonable for the correction of passive microwave observations projected on the EASE-Grid at 25 km (Montpetit et al., 2013; Roy et al. 2013; Dolant et al., 2016, 2017; Langlois et al., 2017).

For the weather synoptic conditions analysis during the spring 2016 (i.e. period during which the die-off occurred), we used atmospheric mean sea level pressure (MSLP) and winds from three cells of ERA-interim reanalysis (Dee et al. 2011). ERA-interim is produced with T159 atmospheric weather forecast model, implementing four-dimensional variational data assimilation (4DVAR) and provides 3-dimensional atmospheric output at 76 km spatial and 6- hourly temporal resolution. This dataset was not employed for atmospheric correction given the coarser spatial resolution, but is a

better product for synoptic analysis since NARR uses 3D-Var data assimilation system and moreover is a regional reanalysis performed with a regional model, which uses for the lateral boundary conditions global coarse resolution NCEP- DOE (National Centers for Environmental Prediction – Department of Energy) reanalysis (Kanamitsu et al. 2002). Moreover, NARR provides only regional zoom of MSLP and wind speed fields, which are not very reliable close to the lateral boundaries.

3.4 MEMLS model

MEMLS is a semi-empirical model using profiles of snow properties as input to simulate T_B in the frequency range 5 – 100 GHz (Mätzler and Wiesmann, 1999; Wiesmann and Mätzler, 1999). In MEMLS, the snowpack is characterized by smooth horizontal layers described by their thickness, density, temperature, exponential correlation length (a microstructure variable used to quantify grain size), and liquid water content if the layer is moist/wet. To simulate all fluxes between snow and soil, the model also requires soil temperature and snow-soil interface reflectivity derived from a modified version of the Wegmüller and Mätzler (1999) model (Montpetit et al., 2018).

3.5 Rain-on-snow detection

The rain-on-snow detection is based on the gradient ratio of brightness temperatures at 19 GHz and 37 GHz in both horizontal (GR_H) and vertical (GR_V) polarizations (Dolant et al., 2016; 2017; Langlois et al., 2017). The algorithm uses the ratio between GR_V and GR_H such that:

$$GR_{pol} = \frac{T_{B37}^{pol} - T_{B19}^{pol}}{T_{B37}^{pol} + T_{B19}^{pol}} \quad (1)$$

$$GRP = \frac{GR_{v-pol}}{GR_{h-pol}} \quad (2)$$

Following the Dolant et al. (2016) approach, a threshold was applied on the satellite dataset in order to detect rain-on-snow events, which was set at -10 in Langlois et al. (2017) and validated in Dolant et al. (2017).

3.6 Ice crust and wind slab detection

The ice crust and wind slab detection algorithms are based on the polarization ratio (PR) temporal variability (Grenfell and Putkonen, 2008), for a given frequency f , such as:

$$PR_f = \frac{T_{B_f}^{V-pol} - T_{B_f}^{H-pol}}{T_{B_f}^{V-pol} + T_{B_f}^{H-pol}} \quad (3)$$

When the snowpack does not include ice crusts, volume scattering dominates the signal which leads to a depolarizing effect (i.e. $T_B H \sim T_B V$) so that PR values are close to 0. However, in the presence of ice crusts, or high density layers, $T_B H$ becomes more affected through higher reflectivity leading to a polarizing effect, increasing PR values significantly. Montpetit (2015) investigated the effect of ice lenses on the PR using MEMLS, where a threshold was applied on the difference (ΔPR) between the mean winter PR ($\overline{PR_f}$) and the daily PR (departure from average), such as:

$$\Delta PR_f = PR_f - \overline{PR_f} \quad (4)$$

Langlois et al. (2017) highlighted the fact that the snow used in Montpetit et al. (2013) was not representative of high arctic conditions and that a distinction between ice layers and wind slabs for this type of snowpack should be investigated. We thus followed a similar approach for simulating the PR values for typical arctic snowpack structure using the MEMLS radiative transfer model and 23 arctic snowpits over tundra. A sensitivity analysis on ΔPR variation at 19 and 37 GHz was conducted as a function of wind slab geophysical properties, which are known to significantly change the T_B . A total of 61,560 MEMLS T_B simulations were generated based on the 23 snowpits by changing density values (in the range 300 – 660 kg.m⁻³; increment of 20 kg.m⁻³), top layer thickness (0.5 – 20 cm; increment of 0.5 cm), and SSA (14.5 – 30.5 m².kg⁻¹; increment of 0.2 m².kg⁻¹ which corresponds to a range of exponential correlation length of 0.015 at 0.074 mm). Data from 23 snowpits with various number of layers of different thicknesses were used to drive MEMLS in various configurations. The observed SSA, density and thickness ranges of variation were applied to the surface layer (i.e. wind slab) exclusively. For the 23 snowpits, the mean of number of layers used was 10 +/- 3 with

median value at 9 with a mean total thickness of 74.7 cm +/- 46.9 cm with median of 57 cm. The wind slab (i.e. dense top layer of snowpack) configuration was as follows: 19 possibilities of density values, 40 for thickness and 81 for SSA (the range are indicated at section 3.6). Thus, a total of 61,560 possibilities of wind slab configurations were applied in MEMLS for each snowpit, so that a total of 1,415,880 configurations were used for the 23 snowpits.

4 Results

4.1 High density slab retrievals using microwave simulations

Microwave emission from the snowpack carries information about snow layering. A threshold applied on MEMLS simulated ΔPR can be used to detect the presence of wind slabs or ice layers. Results are summarized in the histograms presented on Figure-2 A and B for slab-free (WS_{off}) and with wind slab (WS_{on}) scenarios, respectively. Without a significant slab present, the ΔPR values are centered on zero (light gray distribution). When the density increases near the surface, ΔPR values increase from 0.01 to 0.04 (dark gray distribution). The shape of the frequency distribution changes from slab-free to wind slab conditions and the intersection between the two histograms suggests the following thresholds: 0.0127 for ΔPR_{19} and 0.0124 for ΔPR_{37} . The thresholds correspond to snow density values of 425 and 520 $kg.m^{-3}$ (Fig.-2C).

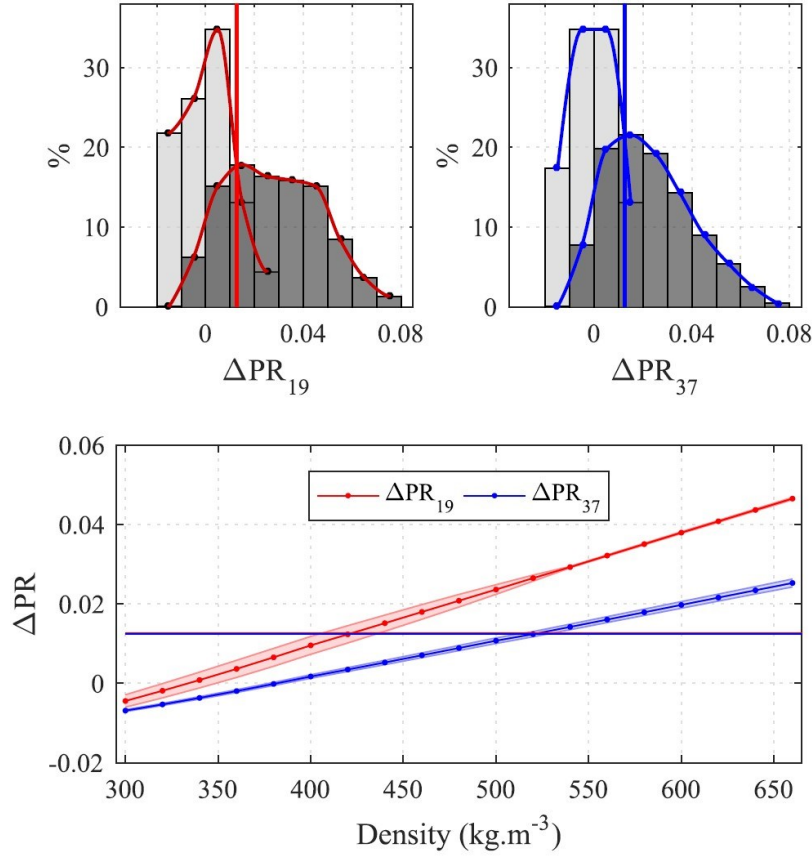


Figure 2: Histogram of relative ΔPR distribution for slab-free (light grey) and wind slabs (dark grey) for 19 GHz (A) and 37 GHz (B). The ΔPR distributions are normalized in the histogram so the y-axis represents a presence percentage. Subplot C highlights the sensitivity of ΔPR for each simulated frequency as a function of slab layer snow density.

4.2 Ice crust, rain-on-snow and wind slab detection using passive microwave observations

The GRP and ΔPR approaches were applied to daily SSMI/S product for three consecutive winter seasons (2013-2016) in order to investigate if the 2015-2016 winter witnessed abnormal snow surface conditions due to extreme weather events. While the variability of ΔPR at 19 and 37 GHz remain relatively weak during the first two winters, the values significantly increased in April 2016 (Fig. 3). The observed ΔPR peaks were on average 0.029 to 0.040 (19 GHz in ascending and descending orbits respectively), and 0.037 to 0.039 (37 GHz in ascending and descending orbits respectively), corresponding to very high snow density of 425 to 520 kg.m⁻³ according to Fig.-2C. These density

values are largely above the 350 kg.m^{-3} critical value identified as problematic with regards to grazing conditions by Ouellet et al. (2017) and Vikhamar-Schuler et al. (2013). Furthermore, the average value of ΔPR at 19 GHz is more variable than the one measured at 37 GHz. This is due to the deeper penetration depth at 19 GHz that is less sensitive to the high-density variability of wind slabs at surface.

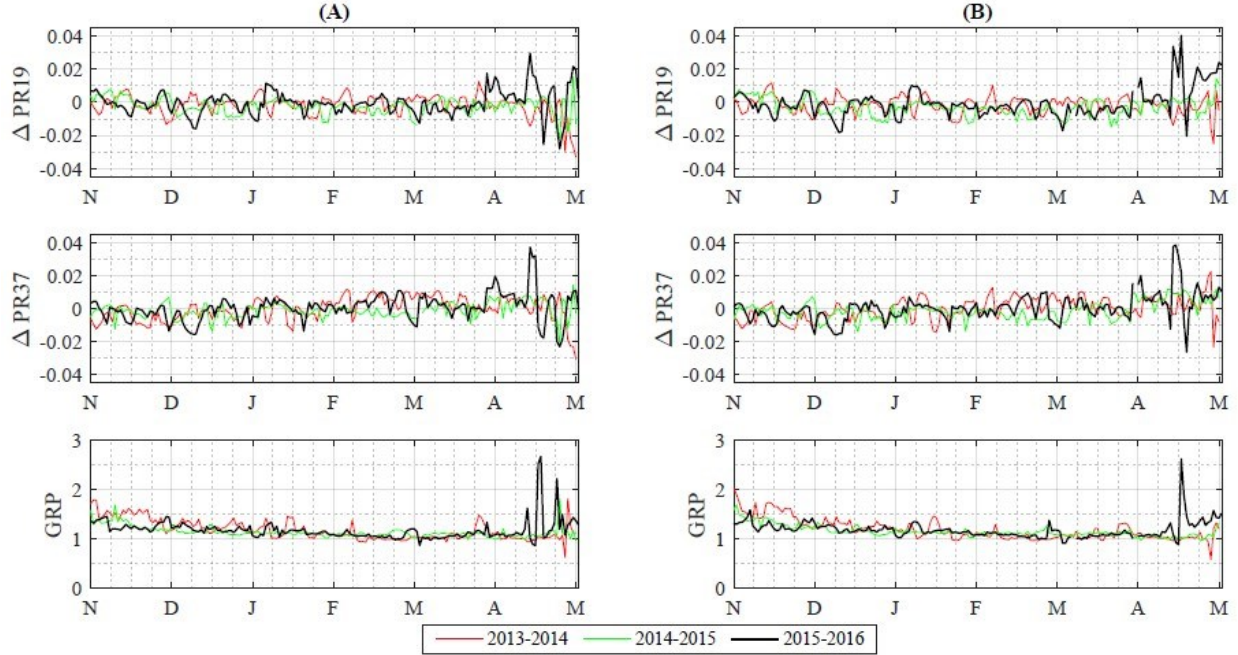


Figure 3: Temporal series of ΔPR_{19} (top), ΔPR_{37} (middle) and GRP (bottom) for three consecutive winters (2013-2014 in red, 2014-2015 in green and 2015-2016 in black) using ascending orbits (A, left column) and descending orbits (B, right column). The black line corresponds to the 2015-2016 winter when caribou die-off occurred.

Dolant et al., (2017) defined the ROS detection threshold at $\text{GRP} = -10$, a value that was never reached throughout the satellite time series (Fig.3), suggesting that no ROS events occurred during the three winters. In fact, the GRP values increased and peaked in April 2016, coincidently with the strong increase in ΔPR . Since an increase in density increases both indices, these results suggest that a dense wind slab was formed.

Our results (considering two observations per day, for three winter seasons, over 17 pixels covering the PCI), show that the percentage of pixels reaching the threshold corresponding to wind slabs is rather constant between the three seasons analyzed. Image analysis show relative homogeneity over the 17 PCI pixels, meaning that the detected events are spread over the whole island. However, we conducted the same analysis for the month of April 2014, 2015 and 2016 when the caribou die-off occurred. The number of snow high density events recorded in April 2016 is 2 to 5 times greater than the previous two winter seasons (i.e. April 2014, and 2015) (Fig.-4C). If we look at the fraction of all winter events detected, 30 to 50% of them were recorded in April 2016 while the proportion varies between 1 and 20% for April 2014 and April 2015. For the central pixel of PCI only, the fraction is higher with no events detected in April 2014, 5% in April 2015 and 90% in April 2016. This analysis reveals two critical points: 1) the high-density events recorded in April 2016 were significantly stronger in ΔPR amplitude suggesting much higher snow density (Fig. 3) and in number of occurrences (Fig. 4); and 2) in April, caribous are more vulnerable to foraging conditions, especially with their calves that seriously limit their mobility. Events such as the one recorded on April 21st confirm the hypothesis of abnormal dense snow conditions that limit forage conditions.

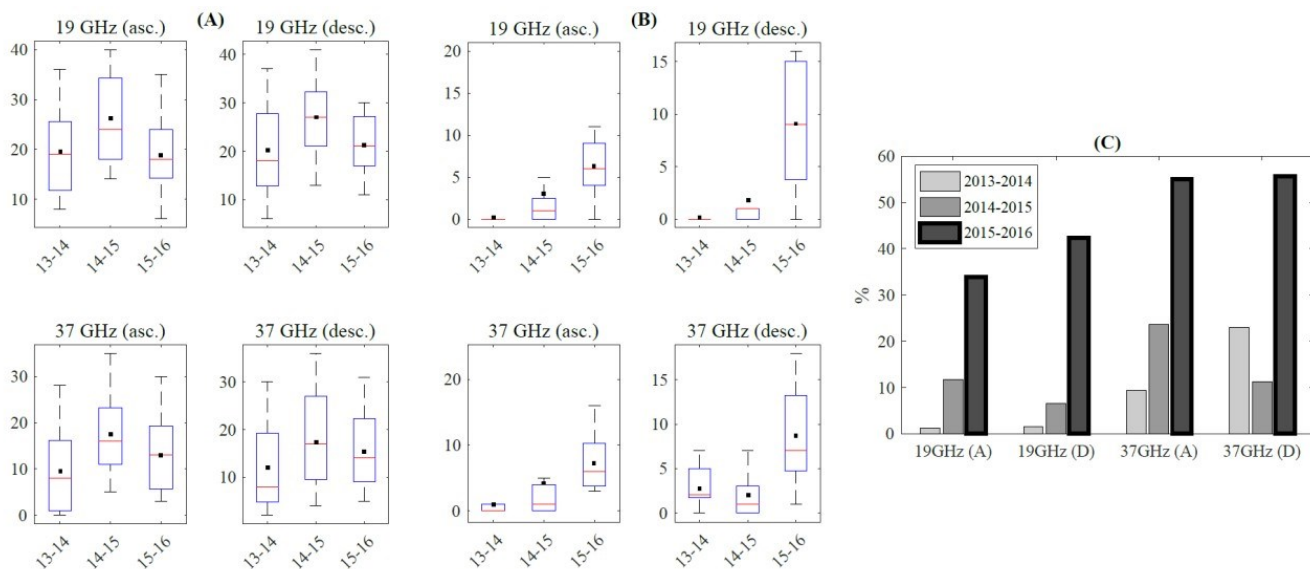


Figure 4: Statistics of wind slab detections (from ascending and descending orbits) on 17 pixels over Prince Charles Island for three consecutive winters including April (A) and for April only (B). In A and B the y-axis represents at the number of days with wind slab detected. The histogram in (C) represents the percentage of wind slab detected in April only for each winter.

4.3 Meteorological synoptic analysis

Here we applied a threshold of 1013.25 hPa to the means sea level pressure to distinguish low and high-pressure systems. This is generally consistent with the continental cyclone analyses by Gulev et al., (2001) and Tilina et al., (2014). Langlois et al. (2008) showed that low-pressure disturbances in the Arctic can have a significant impact on snow and sea-ice properties over a short period of time. For the PCI case study, using ERA-Interim reanalysis data, we analyzed the presence of such systems that typically lead to an increase in wind speed generating high- density wind slabs on the snowpack surface. Figure-5A highlights a significant depression covering Hudson Bay and Foxe Basin shortly before April 21st 2016 when the minimum atmospheric pressure in the mean sea level (982.5 hPa) was recorded between 12:00 and 00:00. Other storms were also revealed by ERA-interim over the study area during spring 2016: March (991.5 hPa - 5th at 12:00, 1010.2 hPa - 21st at 06:00), April (996.7 hPa - 7th at 18:00, 999.8 hPa - 11th at 06:00, 985.7 hPa - 21st at 18:00) and May (1003.2 hPa - 2nd at 12:00, ~ 1001.5 hPa - 19th at 18:00 during 5 days). Such succession of storms can lead to significant changes in the snowpack (i.e. densification) which in turn can create difficult foraging conditions for caribous.

Observations from three Environment and Climate Change Canada (ECCC) stations (Igloolik (IK), Cape Dorset (CD) and Hall Beach (HB)) revealed that several low-pressure systems were recorded in April 2016 (Fig.-5C), in agreement with the ERA analysis. The distance between PCI center and ECCC stations are ~280 km, ~230 and ~400 km for IK, HB and CD, respectively. The lowest atmospheric pressure was recorded on April 21st, in agreement with the low pressure system shown in Figure-5A, and associated with the strongest wind speeds ($>50 \text{ km.h}^{-1}$) (Fig.-5D). Maximum scalar wind speeds revealed by ERA-Interim maps (Fig.-5B), calculated from the eastward and northward wind components, were oscillating around 60 km.h^{-1} over PCI, which is close to the values recorded at the ECCC stations and largely sufficient to create significantly dense wind slabs. The formation of slab depends on wind speed and surface roughness. From a general perspective, results from the literature (Sturm and Stuefer, 2013; Hallé

et al., 2013) suggest that wind speed values $> 10\text{m.s}^{-1}$ will promote blowing snow and formation of wind drifts/slabs.

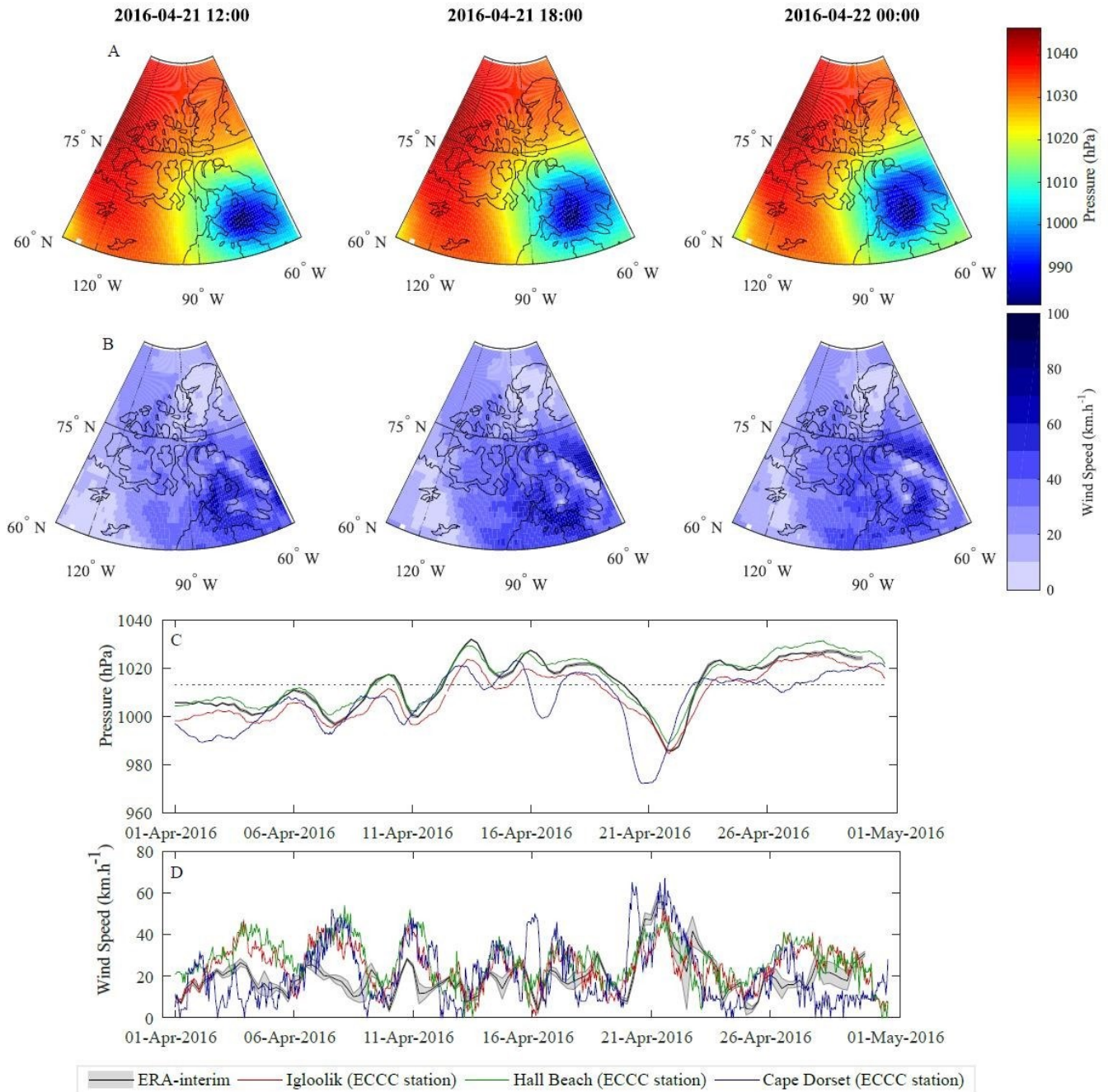


Figure 5: Map of atmospheric pressure (A) and wind speed (B) from ERA-interim on April 21st and 22nd over the PCI region. Atmospheric pressure (C) and wind speed (D) time series derived from ERA-interim and ECCC automatic weather stations at three Inuit communities (see Fig. 1).

5 Conclusions

We established a clear relationship between the caribou die-off event discovered in summer 2016 on the Prince Charles Island and the extreme weather conditions that led to significant changes in snow density. More specifically, strong changes in snowpack state derived from microwave observations coincide with major storms occurring in April 2016. Strong winds led to the formation of high snow density layers at the surface, exceeding the critical threshold for optimal caribou grazing condition of 350 kg.m^{-3} identified in the literature.

The occurrence time is crucial for the survival of herbivores. A meteorological event causing a dense layer in early winter can lead to the development of crust on the ground, blocking food access throughout the winter. However, during the winter, caribou can move to find a better place to forage food. An event at the end of winter "kills" the herbivores, who, being deprived of food during the winter are found even more impoverished. In addition, females give birth at the end of winter, thus blocking the possibility of movement (to find food) and deplete the caribou can thus lead to the death of them. Generally, during the summer caribou recharge their fat reserves, with little movement, they gain weight quickly in the event of normal summer conditions (no extremes). It is certain that two consecutive winters can be catastrophic for the survival of a herd, but one very hard winter is enough to make the herd disappear as a whole. A number of factors may come into play with respect to the effect of bad winter conditions on herbivore mortality. Some of these include the severity, duration and timing of bad weather, population size (e.g. the potential for overgrazing), sex (e.g. caribou males generally tend to be in bad condition following the rut), and age (e.g. the young and old are generally more vulnerable than other age classes). Indigenous knowledge does however indicate that one bad winter can result in increased herbivore mortality. For example, trappers reported wide spread mortality in Feb./March of 1978 on Banks Island following a severe rain on snow event reported in Nov. of 1977 (Miller 1992). Similarly, a large muskox die-off was reported in 2004 (Nagy and Gunn 2009) following a number of icing events in the fall of 2003 and winter of 2004 (Gunn et al. 2006; Nagy et al 2009). While the icing event did not lead to increase caribou mortality, it did seem to result in

lower calf production the following spring (SARC 2012). There are other instances where severe winter events have not been associated with any major die-off events. More research on characterizing severe weather events and the effect on herbivore dynamics is clearly needed.

The three winter seasons were compared together and it was showed that April 2016 witnessed significantly more wind slabs detected when compared to April 2014 and 2015. ERA-Interim reanalysis data confirmed the presence of several important storms during spring 2016, where 30 to 50 % of the yearly ‘high density events’ occurred in April, a period where the die-off was estimated to occur. This paper opens new ways to monitor snow density change using satellite observations across the Canadian Arctic Archipelago, which can be used in several applications from hydrology to ecology/wildlife and better understand the impact of climate change on surface state variables across the Arctic.

6 Acknowledgments

Funding for this research was provided by Environment and Climate Change Canada (ECCC), the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC), Polar Knowledge Canada, the center for Northern Studies (CEN) and the Canadian Foundation for Innovation (CFI). Ludovic Brucker was funded by NASA under grant number NNX14AK64G. Olga Zolina benefited from the Ministry of Education of Sciences of RF project 14.616.21.0075 (ID RFMEFI61617X0075). The ERA-interim data are available online via the ECMWF website (<http://apps.ecmwf.int/datasets/>), the NARR data used to atmospheric correction are available on NOAA data server (<ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/NARR/monolevel/>), the meteorological data from ECCC station are available online via ECCC website (http://climat.meteo.gc.ca/historical_data/search_historic_data_e.html), passive microwave data are available in NSIDC website (<https://nsidc.org/data/>) and the MEMLS outputs for wind slab simulations are available on GRIMP website (<http://www.grimp.ca/donnees-memls/>).

7 References

- Armstrong, R., Knowles, K., Brodjik, M. J. and Hardman, M. A., (1994), updated 2017. DMSP SSM/i- SSMIS Pathfinder Daily EASE-Grid Brightness Temperatures, Version 2, Boulder, Colorado, USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. Data Accessed: July 2014.
- Campbell, M. 2017. South Baffin fall composition/demographic surveys. NWMB Project No. 02-16-14, interim report. *Department of Environment, Government of Nunavut*. Iqaluit, Nunavut
- Colton, M.C., & Poe, G.A., (1999), Intersensor Calibration of DMSP SSM/T's: F-8 to F-14, 1987-1997, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(1), 418-439, doi: 10.1109/36.739079
- COSEWIC. 2016. COSEWIC assessment and status report on the Caribou Rangifer tarandus, Barren- ground population, in Canada. Committee on the Status of Endangered Wildlife in Canada. Ottawa. xiii + 123 pp. (<http://www.registrelep-sararegistry.gc.ca/default.asp?lang=en&n=24F7211B-1>).
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. and Vitart, F., (2011), The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137: 553–597. doi:10.1002/qj.828
- Dolant, C., Langlois, A., Montpetit, B., Brucker, L., Roy, A., & Royer, A., (2016), Development of a rain- on-snow detection algorithm using passive microwave radiometry, *Hydrological Processes*, 30(18) 3184-3196. doi:10.1002/hyp.10828
- Dolant, C., Langlois, A., Brucker, L., Royer, A., Roy, A., & Montpetit, B., (2017), Meteorological inventory of rain-on-snow events in the Canadian Arctic Archipelago and satellite detection assessment using passive microwave data, *Physical Geography*, Online first, doi: 10.1080/02723646.2017.1400339
- Gallé, H., Trouvilliez, A., Agosta, C., Genthon, c., Favier, V. and Naaim-Bouvet, F. 2013. Transport of Snow by the Wind: A Comparison Between Observations in Adélie Land, Antarctica, and Simulations Made with the Regional Climate Model MAR. *Boundary-Layer Meteorology*, 146, 133-147.
- Gunn, A., Miller, F.L., Barry, S.J., and A. Buchan. 2006. A near total decline in caribou on Prince of Wales, Somerset and Russell Islands, Canadian Arctic. *Arctic* 59(1): 1-13.

- Grenfell T. C. and Putkonen J., (2008), A method for the detection of severe rain-on-snow event on Banks Island, October 2003, using passive microwave remote sensing. *Water Resources Research*, vol. 44.
- Gulev, S.K., Zolina O. and Grigoriev S., (2001), Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR Reanalysis data. *Clim. Dynamics*, 17, 795-809.
- Hansen BB, Aanes R, Herfindal I, Kohler J, Sæther B-E. (2011). Climate, icing, and wild arctic reindeer: past relationships and future prospects. *Ecology* 92(10): 1917-1923
- Hansen BB, Isaksen K, Benestad RE, Kohler J, Pedersen ÅØ, Loe LE, et al. (2014). Warmer and wetter winters: characteristics and implications of an extreme weather event in the High Arctic. *Environ. Res. Lett.* 9: 114021
- Jenkins, D.A., J. Goorts and N. Lecomte. 2012. Estimating the abundance of South Baffin caribou summary report 2012. *Unpublished Report*.
- Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J.J. and Potter, G.L., (2012), NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bulletin of the American Meteorological Society*, doi: doi.org/10.1175/BAMS-83-11-1631.
- Langlois, A., Fisico, T., Barber, D.G. & Papakyriakou, T.N., (2008), Response of snow thermophysical processes to the passage of a polar low-pressure system and its impact on in-situ passive microwave radiometry: A case study. *Journal of Geophysical Research*, 113: C03S04. doi: 10.1029/2007JC004197.
- Langlois, A., Royer, A., Derksen, C., Montpetit, B., Dupont, F. and Goita, K., (2012), Coupling the snow thermodynamic model SNOWPACK with the microwave emission model of layered snowpacks for subarctic and arctic snow water equivalent retrievals, *Water Resources Research*, 48(W12524), doi: 10.1029/2012WR012133.
- Langlois, A., Johnson, C.A., Montpetit, B., Royer A., Blukacz-Richards, E.A., Neave, E., Dolant, C., Roy, A., Arhonditsis, G., Kim, D.K., Kaluskar, S. & Brucker, L., (2017), Detection of rain-on-snow (ROS) events and ice layer formation using passive microwave radiometry: A context for Peary caribou habitat in the Canadian Arctic, *Remote Sensing of Environment*, 189, 84-95, doi: 10.1016/j.rse.2016.11.006
- Liebe, H., (1989), MPM-An atmospheric millimeter-wave propagation model, *International Journal of Infrared and Millimeters waves*, 10(6), 631-650, doi: 10.1007/BF01009565
- Mallory, C.D., & Boyce, M.S., (2017), Observed and predicted effects of climate change on Arctic caribou and reindeer. *Environmental Reviews*, doi:10.1139/er-2017-0032
- Mätzler, C. & Wiesmann, A., (1999), Extension of the microwave emission model of layered snowpacks to coarse-grained snow, *Remote Sensing of Environment*, 70(3), 317–325, doi:10.1016/S0034-4257(99)00047-4
- Mesinger, F., DiMego, G., Kalnay, E., Mitchell, K., Shafran, P.C., Ebisuzaki, W., Jović, D., Woollen, J., Rogers, E., Berbery, E.H., Ek, M.B., Fan, Y., Grumbine, R., Higgins, W., Li, H.,

- Lin, Y., Manikin, G., Parrish, D. & Shi, W., (2006), North American Regional Reanalysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(3), 343-360, doi: 10.1175/BAMS-87-3-343
- Miller, B.D. 1992. Abundance and distribution of caribou on Banks Island, Northwest Territories. July 1987. Northwest Territories Department of Renewable Resources. *File Report* No. 95. 28 pages.
- Montpetit, B., Royer, A., Langlois, A., Cliché, P., Roy, A., Champollion, N., Picard, G., Domine, F. & Obbard, R., (2012), New shortwave infrared albedo measurements for snow specific surface area retrieval, *Journal of Glaciology*, 58(211), 941-952, doi: 10.3189/2012JoG11J248
- Montpetit, B., Royer, A., Roy, A., Langlois, A. & Derksen, C., (2013), Snow microwave emission modeling of ice lenses within the snowpack using the microwave emission model for layered snowpack (MEMLS), *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51(9), 4705-4717, doi: 10.1109/TGRS.2013.2250509
- Montpetit, B., (2015), Analyse de la modélisation de l'émission multifréquence micro-onde des sols et de la neige, incluant les croutes de glace à l'aide du modèle Microwave Emission Model of Layered Snowpacks (MEMLS), *Ph.D. thesis, Université de Sherbrooke, Département de Géomatique Appliquée*, May 2015, 188p
- Montpetit B., Royer A., Roy A. and Langlois A., (2018), In-situ passive microwave emission model parameterization of sub-arctic frozen organic soils. *Remote Sensing of Environment*, vol. 205, pp. 112-118
- Nagy, J.A., and A. Gunn. 2009. Productivity of Peary Caribou and Muskoxen on Banks Island and Melville Islands, NT. July 2004. *Department of the Environment and Natural Resources*. Manuscript Report No. 2004.
- Nagy, J.A., Gunn, A., and W.H. Wright. 2009. Population estimates for Peary caribou and muskox on Banks Island, NT. July 2005. *Department of Environment and Natural Resources*. Government of Northwest Territories. Manuscript Report # 200.
- Ouellet, F., Langlois, A., Johnson, C.A., Richards, A. & Royer A., (2017), Spatialization of the SNOWPACK Snow model in the Canadian Arctic for Peary Caribou Winter Grazing Condition Assessment, *Physical Geography*, 38(2), 143-158, doi: 10.1080/02723646.2016.1274200
- Pulliainen, J., Grandell, T. & Hallikainen, J., (1999), Hut snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37, 1378-1390
- Roy, A., Royer, A., Wigneron, J.P., Langlois, A., Bergeron, J. & Cliche, P., (2012), A simple parameterization for boreal forest radiative transfer model at microwave frequencies, *Remote Sensing of Environment*, 124, 371-383, doi: 10.1016/j.rse.2012.05.020
- Russell D.E., Martell A.M., & Nixon WAC., (1993), Range ecology of the Porcupine caribou herd in Canada. *Rangifer* 8: 1-168 Special Issue.

- SARC (Species at Risk Committee). 2012. Species Status Report for Peary Caribou (*Rangifer tarandus pearyi*) in the Northwest Territories. Species at Risk Committee, Yellowknife, NT.
- Sokolov, A., Sokolov, N., Ims, R., Brucker, L., & Ehrich, D., (2016) Emergent Rainy Winter Warm Spells May Promote Boreal Predator Expansion into the Arctic. *Arctic*, vol. 69, no. 2, 121-129, doi:10.14430/arctic4559
- Sturm M., Holmgren J. & Liston G.E., (1995), A seasonal snow cover classification system for local to global applications, *Journal of Climate*, 8:1261-1283
- Sturm, M. and Stuefer, S. 2013. Wind-blown flux rates derived from drifts at arctic snow fences, *Journal of Glaciology*, 59, doi:10.3189/2013JoG12j110.
- Thompson, D.P. & Barboza, P.S., (2013), Responses of caribou and reindeer (*Rangifer tarandus*) to acute food shortages in spring. *Canadian Journal of Zoology* 91(9), 610-618. doi:10.1139/cjz-2013-0047
- Tilinina, N., S. K. Gulev, D. Bromwich, (2014), New view of Arctic cyclone activity from the Arctic System reanalysis. *Geophys. Res. Lett.*, 43, doi: 10.1002/2013GL058924
- Tyler NJC. (2010). Climate, snow, ice, crashes, and declines in populations of reindeer and caribou (*Rangifer tarandus* L.) *Ecol. Monogr.* 80(2): 197-219
- Vikhamar-Schuler, D., Hanssen-Bauer, I., Schuler, T., Mathiesen, S.D. & Lehning, M., (2013), Use of a multilayer snow model to assess grazing conditions for reindeer. *Annals of Glaciology*, 54(62), 214- 226, doi: 10.3189/2013AoG62A306
- Wegmüller, U. & Mätzler C., (1999), Rough bare soil reflectivity model. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37(3), 1391–1395. doi: 0196-2892(99)03443-9
- Wiesmann, A. & Mätzler, C., (1999), Microwave emission model of layered snowpacks, *Remote Sensing of Environment*, 70(3), 307–316, doi:10.1016/S0034-4257(99)00046-2

Chapitre 7

Évolution spatio-temporelle des évènements de pluie sur neige dans l'Arctique Canadien de 1979 à 2016

Les trois chapitres précédents présentent le développement et la validation de deux méthodes de détection, d'une part pour les évènements de pluie sur neige et d'une autre part pour la détection des couches de haute densité. Ces deux méthodes de détection sont basées sur une approche empirique à partir de données micro-ondes passives. L'application spatio-temporelle de la méthode de détection des EPSN est présentée dans ce chapitre. Néanmoins l'application spatio-temporelle de la méthode de détection des couches de haute densité est présentée en annexe au vu du caractère préliminaire des résultats dans le cadre de cette thèse (annexe A). Ce chapitre porte donc sur l'analyse de la répartition des EPSN sur l'ensemble de l'Arctique Canadien sur une période de 36 hivers entre 1979 et 2016. Il complète l'analyse faite par Langlois et al., 2017 (résumé en annexe B) portant sur la détection des évènements de pluie sur neige ainsi que sur la détection des croûtes de glace à partir de données micro-ondes passives et cela afin de faire le lien avec la répartition de l'habitat du caribou de Peary dans l'Arctique Canadien.

7.1. Introduction

Le suivi spatio-temporel d'EPSN dans l'Arctique Canadien permet de connaître la répartition des zones à plus fortes occurrences d'EPSN ainsi que leurs évolutions pour la période de 1979 à 2016. Les EPSN étant des évènements sporadiques, il est préférable d'utiliser les deux modes orbitaux. Ici seront présentées les détections à partir des deux modes orbitaux afin d'optimiser les chances de détection faites à partir des satellites. Il est cependant important de savoir qu'un même EPSN peut être détecté sur les deux modes orbitaux en fonction de son heure d'occurrence (avant ou après le passage du satellite). Un même EPSN peut être détecté sur plusieurs jours en fonction de son intensité (i.e. si le taux de précipitations est élevé) et des conditions de surface du manteau neigeux sous-jacent (e.g. une densité élevée de la couche supérieure pourrait ralentir la percolation de l'eau dans le manteau neigeux) déterminant ainsi son impact sur l'ensemble du manteau neigeux.

Ces patrons spatio-temporels pourraient être mis en relation avec les cycles d'oscillations atmosphériques (i.e. oscillation Arctique, oscillation nord-Atlantique, oscillation Pacifique Nord-Américain) afin de comprendre les liens des occurrences des EPSN avec les variations atmosphériques et climatiques régionales et globales.

7.2. Méthodes

La détection et le suivi spatio-temporel des EPSN et la répartition des croûtes denses se divisent en trois étapes et sont présentés dans les chapitres 4 à 6 (Figure 7-1). La première étape consiste à calculer les indices de GRP et ΔPR_f à partir des observations biquotidiennes (équations 7-1 à 7-4 avec les données corrigées des contributions atmosphériques, voir section 2.5). La deuxième étape est l'application des seuils de détection sur les deux indices calculés précédemment pour ainsi produire les cartes binaires de détection/non détection pour chaque jour et dans les deux modes orbitaux (ascendant et descendant). Le calcul de l'indice GRP est basé sur le rapport de fréquence dans chaque polarisation (GRV et GRH), il est donc nécessaire d'avoir les deux fréquences (19 et 37 GHz) dans chaque polarisation (horizontale et verticale). Le calcul de l'indice ΔPR_f est fonction de la fréquence et nécessite les deux polarisations pour une même fréquence. La détection des EPSN est possible à l'aide du GRP suivant ces équations :

$$GR_{pol} = \frac{T_{B37}^{pol} - T_{B19}^{pol}}{T_{B37}^{pol} + T_{B19}^{pol}} \quad (7-1)$$

$$GRP = \frac{GR_{v-pol}}{GR_{h-pol}} \quad (7-2)$$

La détection des croûtes de haute densité est possible à l'aide du ΔPR_f calculé à partir du PR_f avec les formules suivantes :

$$PR_f = \frac{T_{Bf}^{V-pol} - T_{Bf}^{H-pol}}{T_{Bf}^{V-pol} + T_{Bf}^{H-pol}} \quad (7-3)$$

$$\Delta PR_f = PR_f - \overline{PR_f} \quad (7-4)$$

Après le calcul de ces matrices biquotidiennes, il est nécessaire de masquer les zones glaciaires, lacustres et de végétations arborées afin d'éviter toutes confusions dans les

statistiques d'occurrences liées aux contributions externes décrites dans le chapitre 2. La détection des EPSN se fait par extraction des pixels ayant une valeur de GRP ≤ -10 , créant ainsi une série d'images binaires mettant en exergue les zones touchées par un EPSN sur l'ensemble de l'Arctique Canadien (Dolant et al., 2017; Chapitre 5). Pour les croûtes de haute densité, les seuils de détection sont de 0,0127 et 0,0124. Ces seuils peuvent être appliqués sur les matrices de ΔPR_{19} et ΔPR_{37} respectivement afin de créer une série d'images binaires pour les deux fréquences sur l'ensemble de l'AC (Figure A-1 à A-3). Pour connaître la répartition globale des EPSN l'addition des matrices binaires biquotidiennes par hiver est nécessaire afin de mettre en exergue les zones où les EPSN sont récurrents. Ces matrices sont finalement projetées dans une projection Lambert conforme afin de produire des cartes de répartition des EPSN.

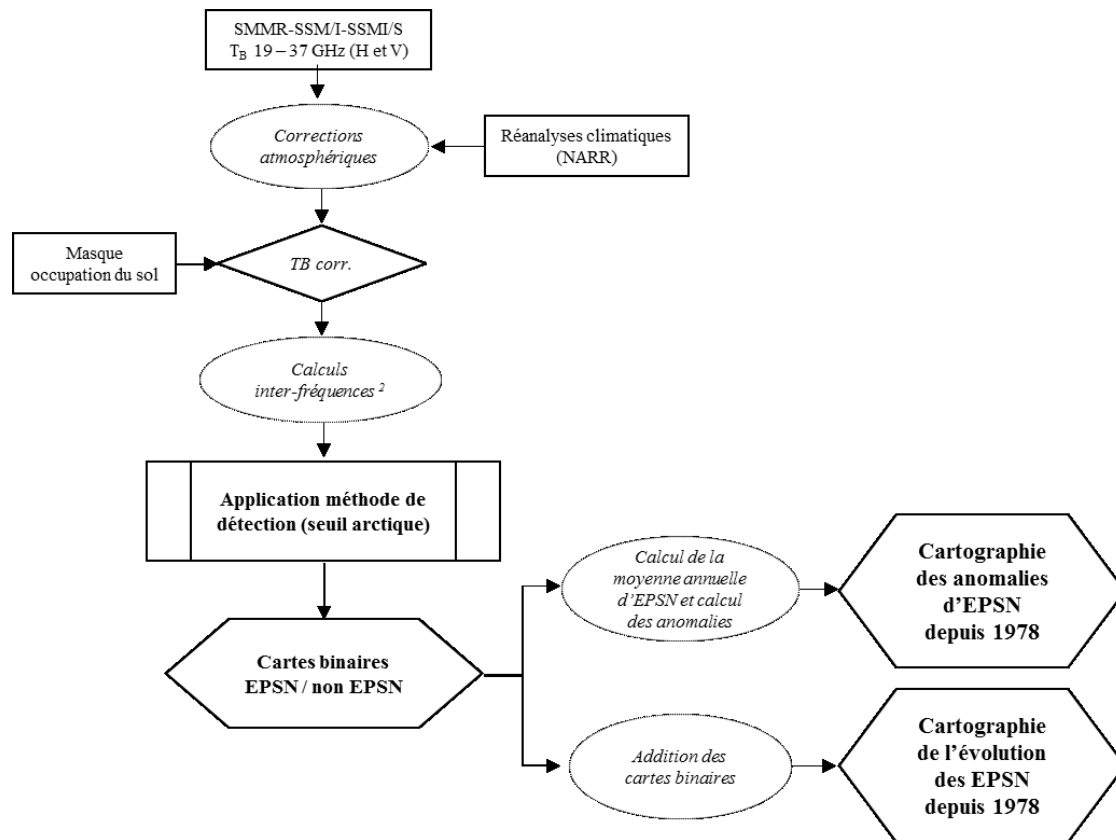


Figure 7-1: Organigramme méthodologique de la spatialisation de la méthode de détection des EPSN sur l'ensemble des observations MOP depuis 1978.

7.3. Résultats

7.3.1. Suivi spatio-temporel et évolution des occurrences de pluie sur neige

La création de cartes binaires permet de calculer par la suite le nombre total annuel d'occurrences pour chaque pixel. La figure 7-2A et la figure 7-2C montre clairement que la répartition des EPSN détectés avec un seuil de -10 est très éparées et ne suggère pas ou peu d'agglomération de pixels. La figure 7-2B et la figure 7-2D permet de comprendre et voir la variation des valeurs de GRP autour d'un pixel identifié comme EPSN (i.e. $GRP < -10$). Il est donc possible de voir qu'autour d'un pixel d'EPSN les valeurs de GRP sont proches du seuil de -10. Les EPSN étant des événements très localisés, il est donc normal de détecter des événements isolés au vu de la résolution spatiale de 25 km. Afin d'extraire des patrons spatiaux, une approche saisonnière est privilégiée, il est donc nécessaire de calculer des cartes cumulatives d'occurrences d'EPSN, pour connaître la répartition des zones récursives.

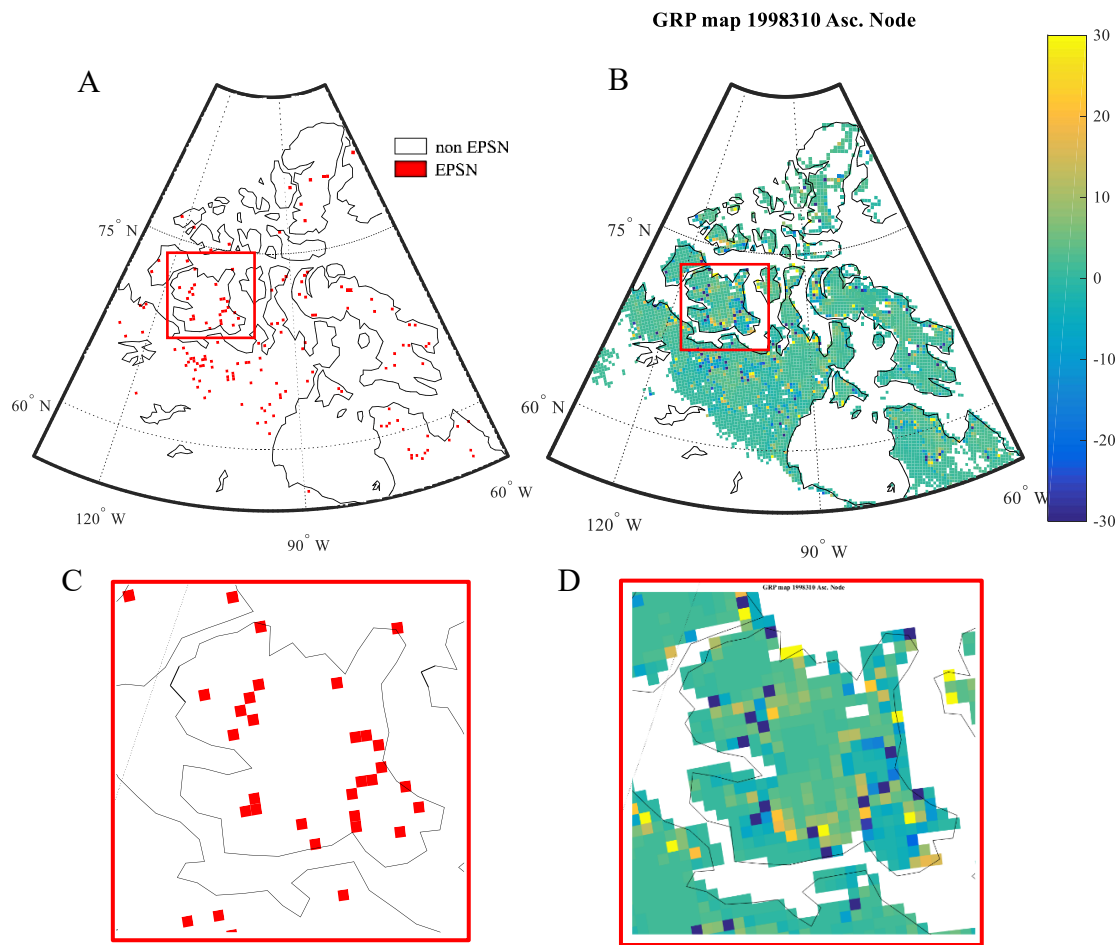


Figure 7-2 : Carte binaire (A) de la répartition des pixels où le GRP est inférieur à -10 (en rouge), carte de la répartition du GRP (B) et zoom sur l’île Victoria (C) pour le jour 310 (5 nov.) de l’année 1998 en mode ascendant (capteur SSM/I). Projection Lambert conforme

Afin de connaître la proportion de pixel affecté, il est possible de calculer le nombre de pixels étant identifiés comme des EPSN par jour relativement au nombre de pixel total disponible. En regardant cette évolution temporelle (Figure 7-3), une faible évolution dans le nombre de pixels détectés est visible, en particulier depuis 2010. Par ailleurs, la figure 7-3 suggère un problème d’amplitude de détection avec SMMR (1978-1987). La méthode proposée devrait donc utiliser un seuil différent pour cette période vu la différence marquée par rapport à la série SSM/I et SSMI/S. Cependant, une étude approfondie des stations météorologiques pendant cette période serait nécessaire afin de valider la robustesse des détections faites au long de la série SMMR-SSM/I-SSMI/S. Les cycles saisonniers sont

représentés par une augmentation des EPSN en automne et au printemps alors que l'hiver correspond aux valeurs les plus basses.

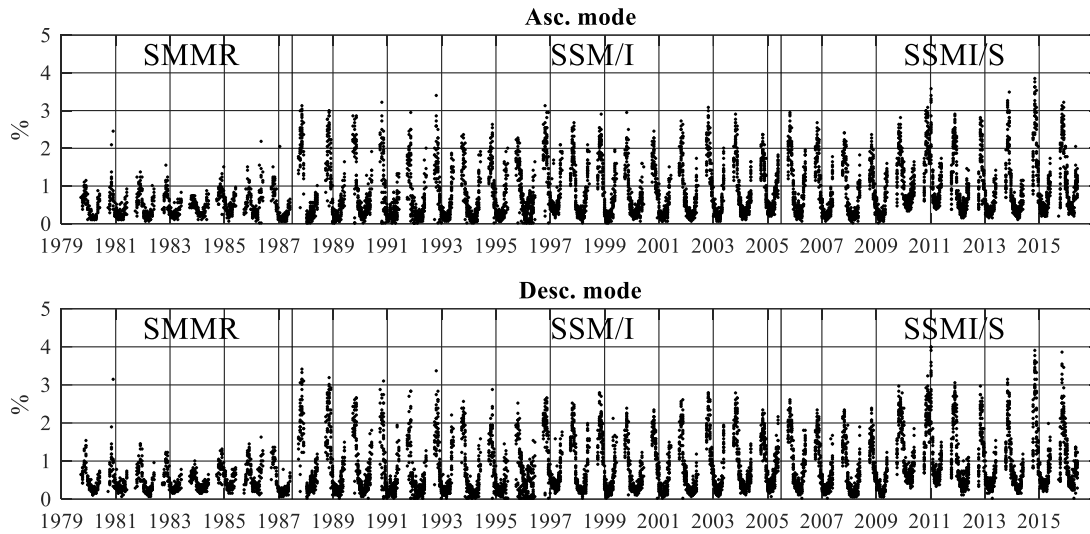


Figure 7-3 : Série temporelle du pourcentage de pixels détectés sur l'ensemble des pixels compris dans l'Arctique Canadien pour les trois capteurs SMMR, SSM/I et SSMI/S (A). Les données sont extraites de novembre à mai (dates fixes où la neige est présente au sol).

La figure 7-3 présente le pourcentage hivernal de pixels touchés par les EPSN. Ce rapport suggère une évolution dans le nombre de pixels totaux détectés par hiver, et ce pour l'intégralité de la période d'analyse. La figure 7-3 montre également que le pourcentage de pixels détectés par hiver par le capteur SMMR, durant les huit premiers hivers (1979-1987), est nettement inférieur au reste de la série temporelle, bien que celui-ci présente toutefois une évolution positive (pour le mode ascendant $y_{asc} = 0,5 x_{asc} + 61,9$ ($r^2_{asc} = 0,59$); mode descendant : $y_{desc} = 0,4 x_{desc} + 61,0$ ($r^2_{desc} = 0,36$). Ceci est dû d'une part aux détections qui sont moindres comme expliqué par la figure 7-2 et d'une autre part à la résolution temporelle de ce capteur permettant l'acquisition de données tous les deux jours, comparativement aux détections basées sur les capteurs SSM/I et SSMI/S (après 1987) qui, ont une résolution temporelle journalière.

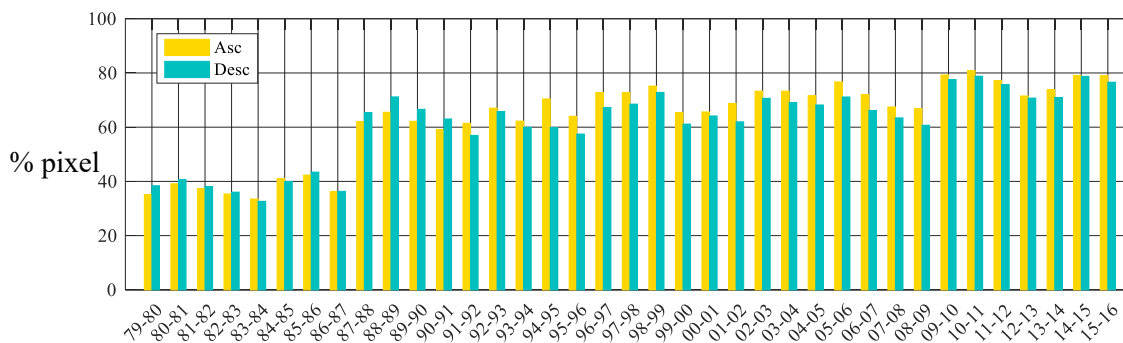


Figure 7-4: Histogramme de la proportion annuelle de pixel détectés comme EPSN pour l'orbite ascendante (jaune) et pour l'orbite descendante (bleu)

La moyenne annuelle du nombre de pixels identifiés comme « EPSN » permet de mettre en évidence les trois périodes composant l'hiver en Arctique (Figure 7-5). La première période correspond aux occurrences, dites automnales, où le manteau neigeux est en formation. Une forte hausse des occurrences d'EPSN est visible autour du jour 310, correspondant au début novembre, où le manteau neigeux se forme, mais avec des températures pouvant être proches de 0°C. Cette période est donc potentiellement plus sujette aux EPSN. La deuxième période, représentée par le minimum de pixels affectés correspond à l'hiver (de décembre à mars inclus). Durant cette période, les EPSN peuvent être associés à un regel quasi immédiat, causé par le refroidissement dû à la nuit polaire et/ou par une chute rapide des températures, et donc créer des croûtes de glace. La troisième période correspond au printemps, où les EPSN affectent le régime de fonte principalement en accélérant la période de fonte et cela en lien direct avec les hausses des températures durant le printemps. La figure 7-5 présente les moyennes pour les deux orbites et pour les périodes comprenant les détections à partir du capteur SMMR (A et B) et celles excluant les détections faites à partir du capteur SMMR (C et D). La différence entre les deux scénarios est dans l'ensemble négligeable (i.e. en considérant ou non la période de détection à partir de SMMR), toutefois les détections ont une amplitude moins élevée.

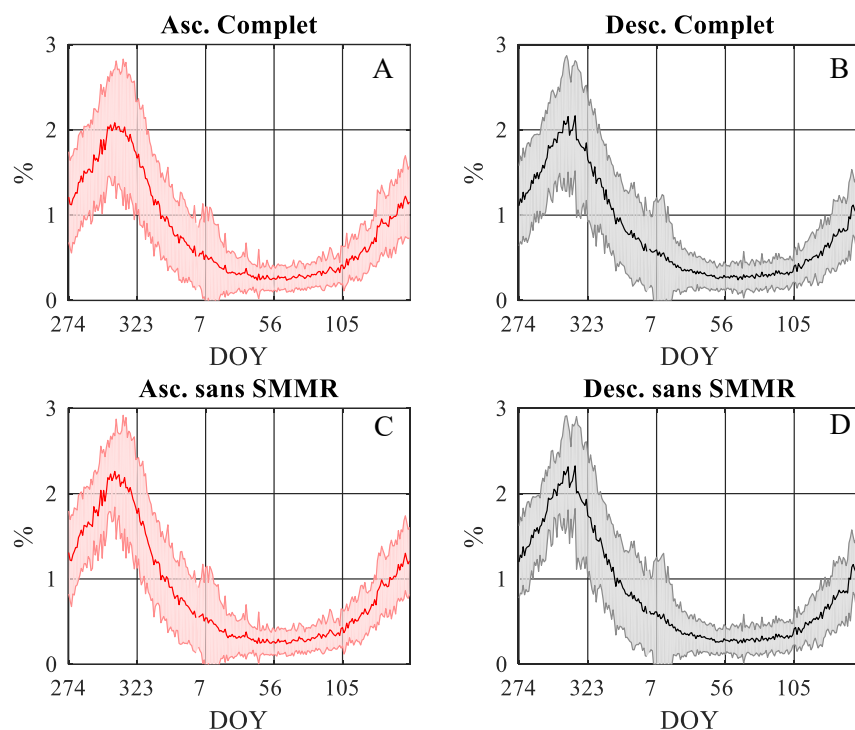


Figure 7-5 : Moyenne annuelle des pixels identifiés comme EPSN (%) sur l'ensemble de la zone d'étude pour la période 1979-2016 (A et B) comprenant la totalité des capteurs micro-ondes passives (SMMR, SSM/I et SMMI/S) et pour la période 1987-2016, comprenant les capteurs SSM/I et SMMI/S uniquement (C et D).

Les cartes d'évolution (figure 7-6) représentent le cumul des cartes binaires pour une année et permettent de connaître la répartition des zones les plus touchées dans l'Arctique Canadien. Les hivers 1996/1997 et 2014/2015 ont été sélectionnés afin de donner un aperçu des cartes de cumul annuel des EPSN détectés. La carte représentant le cumul pour l'hiver 1996/1997 montre des occurrences locales principalement sur les îles de Somerset, Cornwallis, Devon, le sud de l'île de Melville et le nord-ouest de l'île de Baffin. Ces occurrences se détectent aussi bien sur le mode ascendant que descendant. La carte pour l'hiver 2014/2015 quant à elle ne présente pas de détections locales, mais sous forme de trace étendue visible principalement au sud de la toundra.

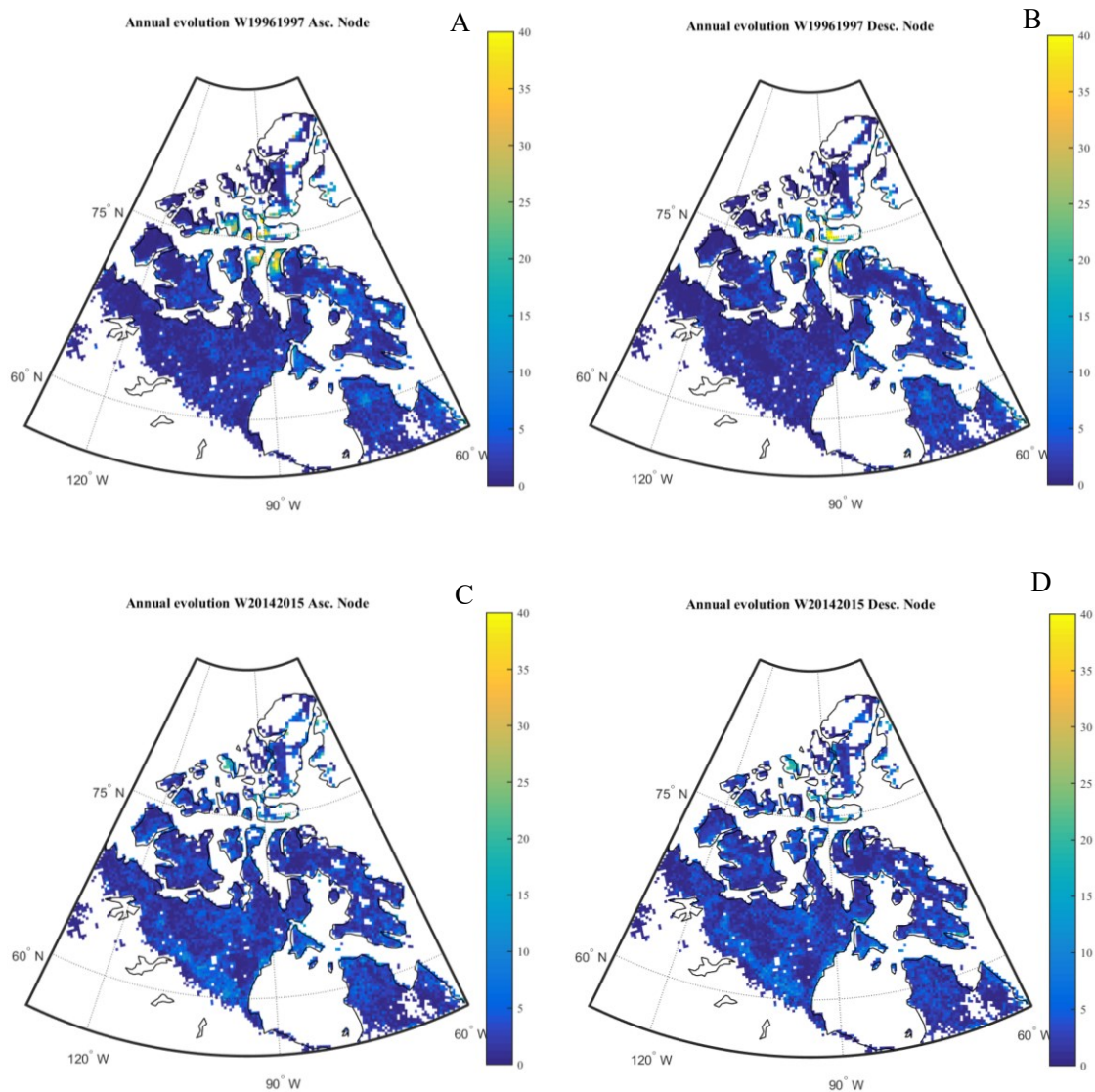


Figure 7-6 : Carte de cumul des occurrences d'EPSN sur l'ensemble de l'Arctique Canadien pour les hivers 1996/1997 (A, ascendant; B, descendant) et 2014/2015 (C, ascendant; D, descendant).

La distribution spatiale de la moyenne permet quant à elle de mettre en exergue les zones où les occurrences sont plus récurrentes, et ce sur l'ensemble de la période (figure 7-7). La figure 7-7 montre que l'île de Devon et l'île d'Ellesmere (1) enregistrent le plus grand nombre de récurrences d'EPSN avec une moyenne de plus de dix jours d'EPSN par an. Cependant, ce résultat est un peu surprenant puisque ces zones sont relativement au nord de l'Arctique, et près de glaciers. Il apparaît aussi un effet côtier (i.e. possiblement dû à la fonte prématurée de la glace de mer sur les rivages) qui peut évidemment être lié à la

proximité de masses d'air humides et plus chaudes favorisant ainsi l'occurrence d'EPSN. De plus, la proximité côtière peut affecter les T_B selon la fraction du pixel couvert par l'eau, et ce malgré l'application de filtres sur le pourcentage d'eau dans le pixel et les glaciers. Néanmoins, les côtes sud-est et nord-ouest de l'île de Baffin (2) se voient touchées par une moyenne d'environ six EPSN par an, alors que le reste de l'île ne comptabilise pas plus de quatre EPSN en moyenne par an. Il est à noter que sur l'intégralité de la période d'étude (1979-2016) aucun pixel n'a été épargné par un EPSN en orbite ascendante et seulement deux pixels n'ont jamais eu de détection positive pour l'orbite descendante.

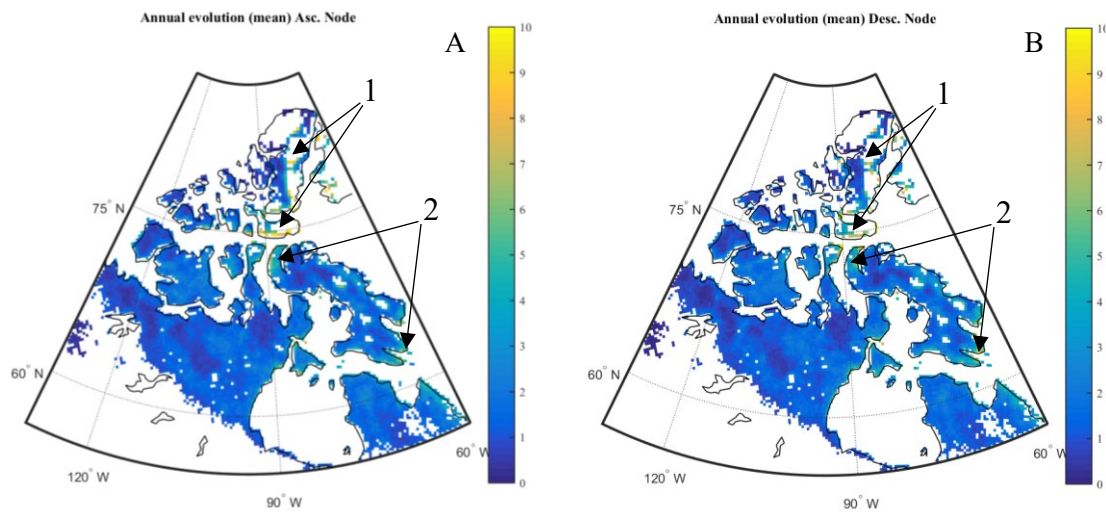


Figure 7-7 : Moyenne des cartes de cumul de détection des EPSN pour la période de 1979 à 2016, pour l'orbite ascendante (A) et l'orbite descendante (B). (1) correspond à l'île de Devon (sud) et l'île d'Ellesmere (nord) et (2) à l'île de Baffin.

7.3.2. Anomalies des détections d'EPSN

Une anomalie climatique est une irrégularité relative à une période moyenne de référence, ici cette période est la moyenne des 37 hivers entre 1979 et 2016. À l'aide des cartes de cumul annuel et de moyenne sur l'ensemble de la période d'étude, il devient possible de calculer et cartographier les anomalies annuelles. La figure 7-8 montre les anomalies annuelles pour les deux orbites. À partir des années 2010, les EPSN montrent des anomalies positives alors qu'une prédominance négative existait avant 1995. Ces résultats sont en accord avec les résultats de Langlois et al. (2017) qui a démontré une occurrence

plus élevée d'EPSN pour la période 1996-2011 par rapport à 1979-1995 sur 18 îles de l'ACC. L'hiver 2010-2011 montre la plus grande anomalie positive avec une valeur de 38 jours d'occurrence d'EPSN de plus que la moyenne sur l'ensemble de la période, alors que l'hiver 1983-1984 montre l'anomalie la plus faible avec 25 jours d'occurrences d'EPSN de moins que la moyenne sur la même période. L'ensemble des anomalies avant l'hiver 1986-1987 sont toutes négatives et sont de plus de 15 jours d'EPSN détectés de moins que la moyenne alors que les hivers à partir de 2009-2010 montrent des anomalies positives. Le début de la période d'analyse les détections faites à partir des données satellites du capteur SMMR montrant une différence dans l'amplitude de détection des EPSN, la période est caractérisée par des anomalies négatives durant cette période. Afin de ne pas altérer l'interprétation des résultats d'anomalies, la période de calcul pour les anomalies a été réduite entre 1987 et 2016 afin d'exclure les détections faites à partir du capteur SMMR. Avant l'hiver 2009-2010, les années d'anomalies négatives prédominent avec des amplitudes comprises entre -2 et -18 jours, alors que les hivers depuis 2009-2010 sont caractérisés par des anomalies positives d'une valeur pouvant excéder 20 jours.

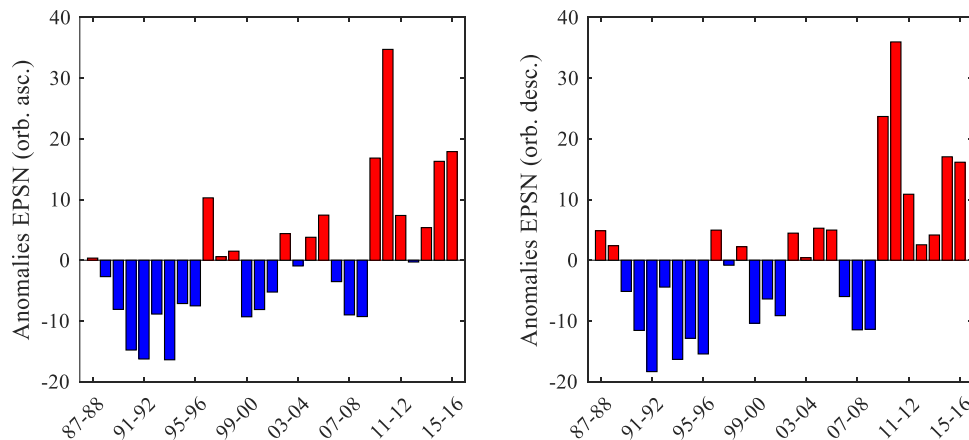


Figure 7-8 : Série temporelle des anomalies annuelles du nombre de pixels identifiés 'EPSN' pour les capteurs micro-ondes (SSM/I - SMMI/S). Les anomalies sont calculées à partir de la moyenne sur l'ensemble de la période d'analyse.

La répartition spatiale des anomalies (Figure 7-9) peut être caractérisée par des anomalies locales (touchant une ou plusieurs îles) ou homogènes sur l'ensemble du territoire). L'hiver 1991-1992 est caractérisé par une majorité d'anomalies négatives qui se trouvent être

moins intenses que les anomalies positives (~8 jours) mais réparties sur l'ensemble du territoire (Figure 7-9 A). Les deux années qui montrent les plus fortes anomalies positives sont les hivers 1996-1997 et 2010-2011 (Figure 8-9B et C, respectivement). Durant l'hiver 1996-1997, les anomalies positives sont majoritairement locales (maximum sur l'île de Devon avec une anomalie de +51 jours), en particulier sur les îles Bathurst, Devon, Somerset, Cornwallis ainsi que le nord de l'île de Baffin qui, sont majoritairement touchées alors que durant l'hiver 2010-2011, les anomalies sont moins intenses (maximum de +39 jours sur le nord du Labrador) et ont une répartition spatiale plus globale. Notons que le Nunavik, le nord du Labrador, le sud de l'île de Baffin et la région continentale adjacente à Baker Lake présentent des valeurs d'anomalies positives les plus élevées pour cet hiver. Plus précisément pour l'hiver 1996-1997, les valeurs maximales d'anomalies (i.e. en jours par rapport à la moyenne de la période) pour l'île de Bathurst sont de +26 jours (asc.) et +25 jours (desc.), l'île de Devon +51 jours (asc.) et +42 jours (desc.), Somerset +40 jours (asc.) et +45 jours (desc.), Cornwallis +31 jours (asc.) et +28 jours (desc.), et le nord de l'île de Baffin +38 jours (asc.) et +31 jours (desc.). Pour l'hiver 2010-2011 (C) les régions ayant les plus fortes anomalies sont le Nunavik avec +15 jours (asc.) et +20 jours (desc.), le nord du Labrador avec +36 jours (asc.) et +39 jours (desc.), le sud de l'île de Baffin avec +25 jours (asc.) et +24 jours (desc.) ainsi que la région continentale autour de Baker Lake avec +22 jours (asc.) et +19 jours (desc.). Dans l'ensemble, les anomalies négatives sont réparties sur l'ensemble du territoire alors que les anomalies positives peuvent aussi être plus locales.

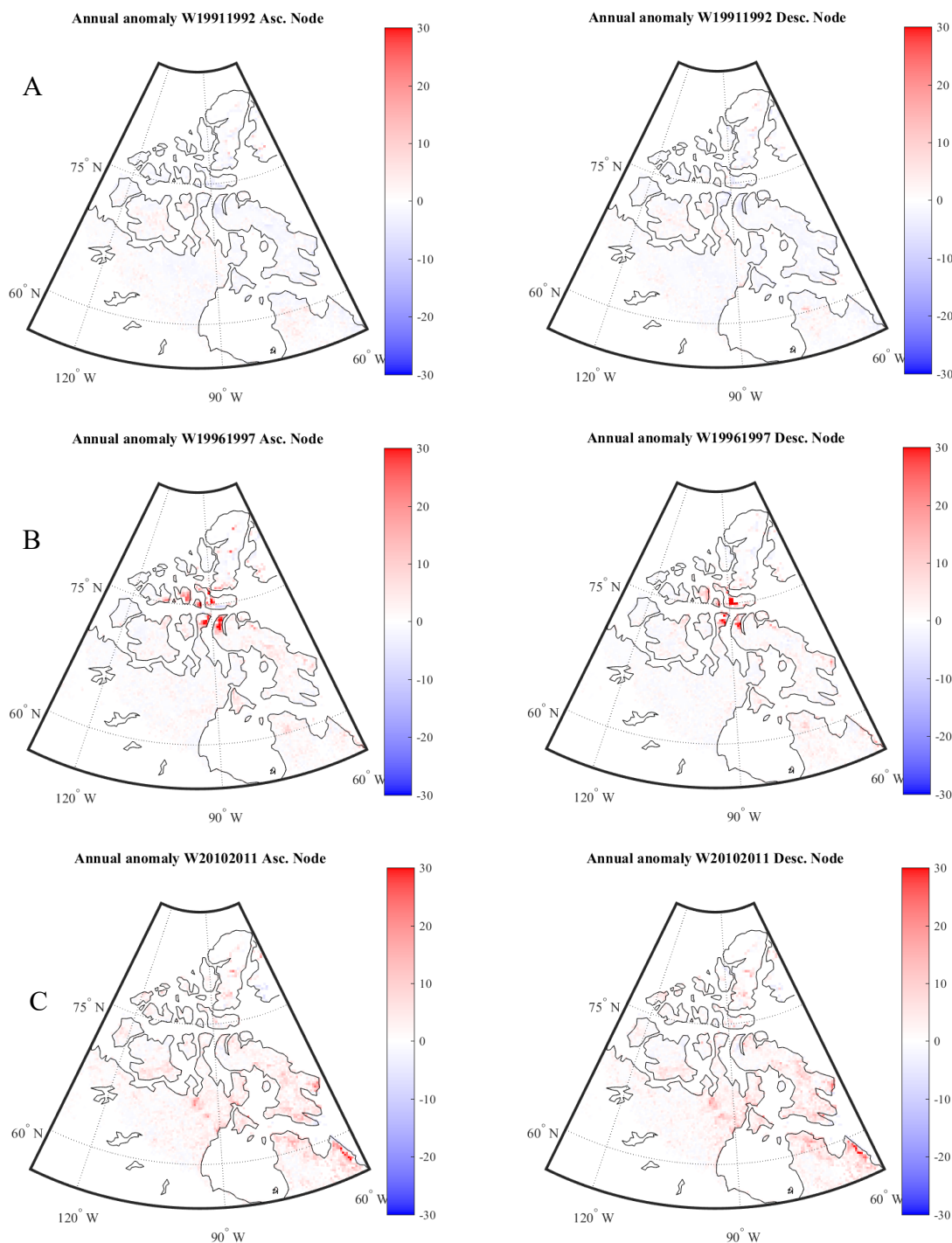


Figure 7-9: Répartition spatiale des anomalies des occurrences de détection des EPSN sur l'Arctique Canadien pour l'hiver 1991-1992 (A) et pour l'hiver 1996-1997 en orbite ascendante (B) et pour l'hiver 2010-2011 (C). Ces anomalies sont calculées sur toute la période de 1987 à 2016, pour éviter l'influence des détections faites par SMMR.

7.3.3. Relation entre les cycles d'oscillation atmosphériques et les occurrences d'EPSN

Les cycles d'oscillations atmosphériques modifient le climat régional de l'Arctique Canadien (AC). Lors d'une phase positive d'oscillation arctique (AO), les températures de l'air sont plus froides qu'en phase négative. Ce phénomène est particulièrement dû à la présence du vortex polaire, refroidissant les températures de l'air ainsi que par la présence d'une basse pression intense. Lors d'une phase positive de l'oscillation nord-atlantique (NAO) l'Arctique Canadien est caractérisé par un état dépressionnaire, favorisant des températures de l'air froides. La phase négative de l'oscillation pacifique nord-américaine (PNA) est caractérisée quant à elle par un état dépressionnaire (i.e. température froide) alors que sa phase positive permet un état anticyclonique centré sur l'ouest du Canada réchauffant fortement les températures sur la partie ouest de l'Arctique Canadien et dans une moindre mesure sur l'ensemble de l'AC. Il laisse à croire que les occurrences d'EPSN seraient potentiellement plus élevées en phase négative de l'AO et de la NAO et en phase positive de la PNA. Néanmoins, la figure 7-10 ne suggère pas de lien direct entre les diverses oscillations atmosphériques (globale ou régionale) et les anomalies de détections des EPSN. Une étude locale des liens entre la détection des EPSN et les cycles d'oscillation serait plus pertinente.

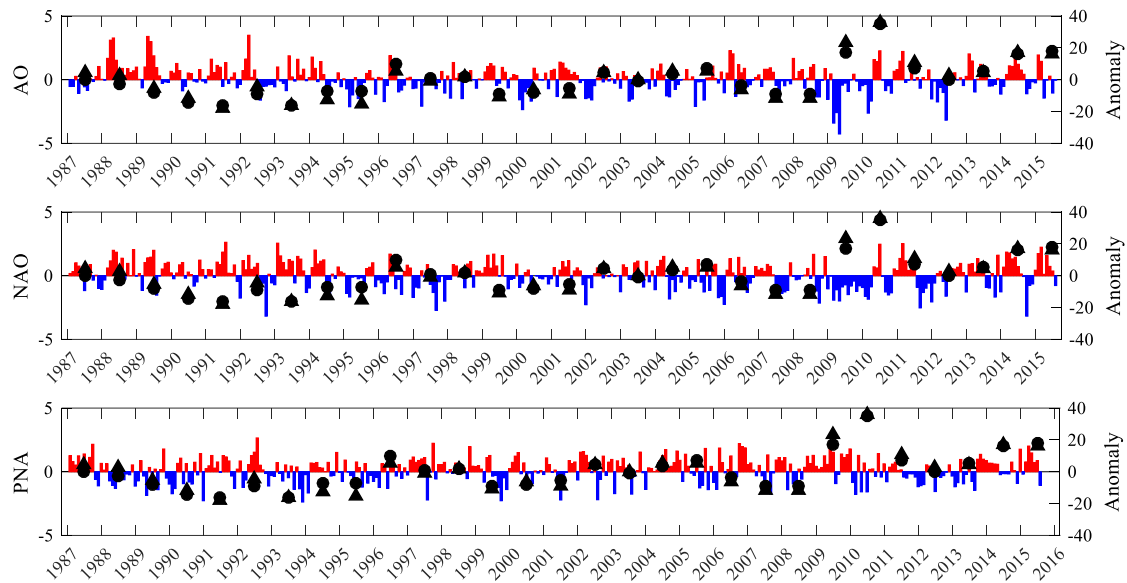


Figure 7-10: Relation entre l'Oscillation Arctique (AO), l'oscillation nord atlantique (NAO) et l'oscillation pacifique nord-américaine (PNA) avec les anomalies d'occurrences d'EPSN dans l'Arctique Canadien entre 1987 et 2016. Les histogrammes représentent les anomalies des différentes oscillations (AO, NAO et PNA) pour la période de 1987 à 2016. Les histogrammes rouges correspondent aux anomalies positives et les histogrammes bleus correspondent aux anomalies négatives. Les triangles correspondent aux anomalies de détection des EPSN pour l'orbite descendante et les ronds noirs correspondent aux anomalies de détection des EPSN pour l'orbite ascendante

7.3.4. Conclusion

L'analyse spatio-temporelle de détection des EPSN dans l'Arctique Canadien permet de connaître la distribution géographique des zones plus ou moins affectées par les EPSN, et ce sur 37 années consécutives d'observations MOP. D'après cette analyse, il est clairement visible que les détections faites sur les observations provenant du capteur SMMR pose problème, sensiblement dues au temps de revisite, mais aussi à la sensibilité du capteur. Une approche appropriée propre à ce capteur devrait donc être développée afin d'effectuer une analyse plus complète. La production de carte binaire permet de mettre en exergue les zones où l'indice de GRP était inférieur au seuil arctique fixé à -10. Néanmoins, en analysant les cartes de répartition du GRP il est visible qu'une analyse des pixels limitrophes pourrait améliorer la méthode de détection et ainsi mettre en évidence les zones où un EPSN a une portée plus grande qu'un seul pixel et ayant une intensité plus faible. Cet EPSN n'étant alors pas détecté avec un seuil à -10 et où une détection peut

potentiellement se faire avec un GRP très légèrement supérieur au seuil de -10. De plus, une prédominance des anomalies annuelles positives (i.e. cumul journalier) est visible depuis 2009. Depuis 1987, il est à noter que la proportion de pixels de la zone étudiée (i.e. zone exempte de végétation) qui se voient être touchés par les EPSN passant alors de 60 à 80%. Bien que préliminaires ces résultats semblent satisfaisants afin d'extraire les tendances d'évolution des EPSN dans l'Arctique Canadien. Une analyse climatique plus approfondie pourrait permettre de faire le lien entre ces détections et les grandes oscillations impactant le climat dans l'Arctique et pourrait ainsi aider dans les prévisions climatiques. De plus, une meilleure détection des EPSN permettrait d'établir des liens avec la distribution des différentes espèces fauniques et ainsi permettre la préservation des espèces en danger. Enfin, l'application d'autres méthodes comme la détection des couches denses et des croûtes de glace dans l'Arctique Canadien permettrait d'améliorer le suivi à grande échelle des modifications des conditions de neige.

Chapitre 8

Conclusion et perspectives

8.1. Conclusion

L'étude des changements climatiques et de leurs impacts sur les écosystèmes mondiaux est au cœur des sujets sociétaux de notre époque. En raison de leur forte vulnérabilité, les milieux polaires sont particulièrement touchés par la hausse des températures augmentant par conséquent les occurrences d'événements extrêmes. Les impacts du changement climatique se trouvent être aussi bien environnementaux que sociétaux, ou encore économiques. Leur compréhension est aujourd'hui indispensable afin de protéger et prévenir les populations pour ainsi mettre en place des politiques de préservation des écosystèmes. Rappelons que les EPSN accélèrent la fonte de la neige au sol par la présence d'eau liquide dans le manteau neigeux, il est donc intéressant d'utiliser les données de télédétection afin de suivre et de détecter de tels événements. Les observations présentées ici ont montré une forte augmentation des températures de brillance en conditions de neige humide (augmentation de la constante diélectrique en présence d'eau liquide) avec particulièrement les observations à 37 GHz en polarisation horizontale plus élevées que celle à 19 GHz en polarisation horizontale, conduisant ainsi à un indice de GRP négatif nécessaire à la détection des EPSN. Le travail de recherche de cette thèse a pour but d'obtenir une meilleure compréhension de la répartition spatiale et temporelle des événements de pluies sur neige à grande échelle et d'en extraire des tendances spatio-temporelles dans le contexte des changements climatiques. Ce travail se divise en quatre parties incluant le développement d'une méthode empirique de détection et de suivi des EPSN à travers l'Arctique Canadien.

Le développement d'un algorithme de détection a fait l'objet d'un premier article publié dans *Hydrological Processes*. L'utilisation de données multi sources (météorologiques, radiométriques et nivales) a permis de développer une méthode empirique de détection des événements de pluie sur neige au Québec. Les résultats de cette première partie ont permis de mettre en exergue une méthode par application d'un seuil sur le GRP, dérivée des T_B obtenues par observations satellitaires. Cette approche de détection par l'indice GRP

permet la distinction entre les épisodes de fonte et les EPSN (Dolant et al., 2016). Celle-ci a été validée sur trois pixels AMSR-E au Nunavik durant l'hiver 2010/2011. La méthode montre un faible niveau d'omission et de commission avec une erreur maximale de 7%. Bien que ces résultats semblent prometteurs le manque d'observations continues est problématique pour une validation approfondie de cette méthode. Les observations sont faites durant la journée et permettent d'obtenir une précision de détection de 89%, 71% et 57% selon le pixel étudié. Bien que les résultats soient satisfaisants, une plus longue période d'analyse est préférable pour le développement et la validation de l'algorithme particulièrement afin d'améliorer la robustesse de la méthode de détection, étant donné la nature sporadique des EPSN.

Les résultats de la deuxième partie de ce travail ont été publiés dans *Physical Geography*. Ils portent sur l'analyse statistique d'un inventaire des EPSN ainsi que sur la détection de ceux-ci à partir d'observations satellitaires. Cette étude a été effectuée sur 14 stations réparties dans l'Arctique Canadien pour la période 1984-2014 afin de valider et d'améliorer la méthode de détection des EPSN développée dans la première partie de cette thèse. Ces résultats représentent le premier suivi des EPSN à partir de télédétection avec une couverture journalière globale. L'analyse statistique de l'inventaire des EPSN a mis en avant 625 épisodes d'EPSN pour l'ensemble de la période et pour l'ensemble des stations étudiées. Les EPSN recensés sont plus nombreux aux basses latitudes. Bien qu'aucune tendance d'évolution ne soit mise en avant, il est tout de même possible de différencier trois périodes où une augmentation est visible en automne et en hiver. Bien que durant la période annuelle analysée la présence de neige est toujours positive, un biais résiduel peut être dû à l'utilisation de dates fixes quant au début et à la fin de l'hiver (validation des périodes d'enneigement avec la climatologie d'équivalent en eau de la neige du NSIDC). L'inventaire des EPSN a permis d'évaluer la performance et la sensibilité de l'indice de GRP et des seuils appliqués pour la détection de pluies sur neige. Les résultats de cette étude proposent donc un nouveau seuil de détection, plus adapté au contexte Arctique, afin de détecter les événements de pluie sur neige à grande échelle. Ces seuils sont évalués à -15 et -10 respectivement. Ces résultats montrent la forte variabilité des EPSN à travers l'Arctique Canadien. Bien qu'une des stations situées le plus au sud enregistre le plus

d'occurrences d'EPSN, la répartition des zones ayant le plus d'occurrences d'EPSN ne semble pas être directement corrélée à la latitude et semble avoir un caractère aléatoire.

Au vu du caractère sporadique des EPSN et de la formation des croûtes de glace potentiellement résultantes, il a été intéressant d'appliquer l'algorithme de détection sur un cas de mortalité de caribou survenu durant l'hiver 2016. Cette étude fut produite à la suite d'une demande du service de la protection de la faune d'ECCC. La piste d'un EPSN ayant provoqué une croûte de glace a dans un premier temps été privilégiée. Au vu des résultats non concluants dans la détection d'EPSN dans ce cas d'étude, les objectifs de la recherche se sont réorientés vers la détection des couches de haute densité dans le manteau neigeux, pouvant avoir des impacts considérables sur la faune arctique.

Les résultats de la troisième partie de ce travail ont été publiés dans la revue *Geophysical Research Letters*. Ceux-ci portent sur le développement d'une méthode de détection des croûtes de hautes densités, pouvant provoquer des conséquences au niveau de la faune Arctique. Les animaux sont appauvris ou affamés suite à un accès à la nourriture difficile particulièrement en présence des couches de neige à haute densité. Afin de comprendre les conditions de neige durant l'épisode de mortalité de caribou sur l'île du Prince Charles de l'hiver 2016, l'approche de détection par les indices de PR_f et ΔPR_f a été satisfaisante. Les seuils appliqués sur les ΔPR ont été ajustés pour des densités moins élevées que celle de la glace. Il a été démontré que durant le mois d'avril, l'île du Prince Charles a été touchée par un fort blizzard associé à une dépression atmosphérique pouvant ainsi créer des couches de neige à haute densité dépassant le seuil critique d'accès à la nourriture de 350 kg.m^{-3} . Les plus gros changements de surface observés à partir des T_B coïncident avec les occurrences de tempêtes durant le mois d'avril 2016. L'analyse a aussi montré qu'en comparaison avec les deux hivers précédents, l'hiver 2016 est caractérisé par plus de couches de hautes densités détectées. Les données de réanalyses ERA-interim ont confirmé le passage de plusieurs tempêtes au cours du printemps 2016, où 30 à 50% des détections de couches denses annuelles se produisent en avril, en lien avec la période de décès des caribous.

Les résultats de quatrième partie de cette thèse portent sur la spatialisation de la méthode de détection afin de produire des patrons spatio-temporels des EPSN. La création de cartes

d'évolution des événements de pluie sur neige permet d'obtenir le suivi spatio-temporel au vu des données satellitaires disponibles depuis 1979. Il est possible de voir une faible évolution depuis 1979. De plus, un dysfonctionnement est visible sur les détections faites à partir du capteur SMMR (i.e. de 1979 à 1987). Plusieurs études montrent une variation linéaire dans les T_B pour un pixel identique entre SMMR et SSM/I (Jezek et al., 1991; Jezek et al., 1993; Bjorgo et al., 1997; Derksen et al., 2002). Ces études pourraient permettre une adaptation de la méthode de détection pour ce capteur afin d'éviter de fausses interprétations sur la globalité de la série temporelle.

Les EPSN dans l'Arctique Canadien sont des événements encore mal compris et peu étudiés. Cette thèse a permis, à travers le développement et l'application d'une méthode de détection des pluies sur neige, de mettre en exergue l'évolution des EPSN et ce depuis 1979. Plusieurs perspectives peuvent donc naître afin d'améliorer et compléter le travail effectué ici.

8.2. Limites et perspectives du projet de recherche

La compréhension des différentes interactions et changement des milieux polaires est d'une importance primordiale dans l'étude des changements climatiques. Cette thèse a permis le développement et l'application de deux méthodes de détection à partir de données micro-ondes passives. L'une pour la détection des EPSN et l'autre pour la détection des couches de haute densité, et ce au vu de leurs impacts sur les propriétés du manteau neigeux pouvant avoir des conséquences considérables sur l'accès à la nourriture de la faune arctique. La méthode de détection des EPSN s'avère être concluante au vu des résultats obtenus, mais pourrait néanmoins être améliorée, en particulier, sur la première partie de la période d'étude concernant les détections faites à partir du capteur SMMR. La série temporelle des détections montre en effet une différence d'amplitude dans le nombre de détections annuelles durant cette période. Une méthode adaptée spécialement à ce capteur (en considérant aussi une répétitivité temporelle inférieure aux autres capteurs MOP) pourrait être d'un bénéfice considérable quant à la détection des EPSN et ce en vue de représenter au mieux les occurrences d'EPSN durant cette période. L'application des deux méthodes de détections à l'échelle de l'Arctique Canadien pourrait être mise en relation avec différents systèmes climatiques afin de comprendre au mieux les anomalies présentes dans

les différentes séries temporelles ainsi que les patrons de migrations des différentes espèces fauniques de l'Arctique Canadien. Les couches de haute densité étant fortement corrélées avec la présence de dépression atmosphérique et de différents vents dominants il serait donc très intéressant d'étudier et de comprendre les différents liens entre ces trois phénomènes à l'échelle de l'Arctique Canadien. Les changements de densité pourraient alors être suivis à partir d'observations satellitaires à travers l'Arctique Canadien et pourraient être utilisés aussi bien en hydrologie qu'en écologie, et ce afin d'améliorer la compréhension des impacts du changement climatique sur ces variables d'état de surface. Un travail de modélisation du couvert nival et de réponse micro-ondes permettrait aussi de connaître la quantité de précipitation liquide nécessaire quant à la détection par satellites (analyse de sensibilité de la méthode de détection en fonction du taux de précipitation). Enfin, une adaptation des deux méthodes de détection ainsi qu'une application circumpolaire pourraient aider, populations et scientifiques, à comprendre la dynamique polaire de la répartition des EPSN et des couches à haute densité, et ainsi permettre le support scientifique nécessaire quant à la compréhension et à la préservation des écosystèmes arctiques.

Annexe

A. Détection des couches denses dans l'Arctique Canadien

Les cartes présentées en annexe sont issues d'un travail préliminaire de l'application de la méthode de détection des couches à haute densité dans l'Arctique Canadien. Les années présentées ici sont les mêmes que celles présentées dans le chapitre 7 portant sur l'application de la méthode de détections des EPSN à travers l'Arctique Canadien.

A.1. Cartes d'évolution

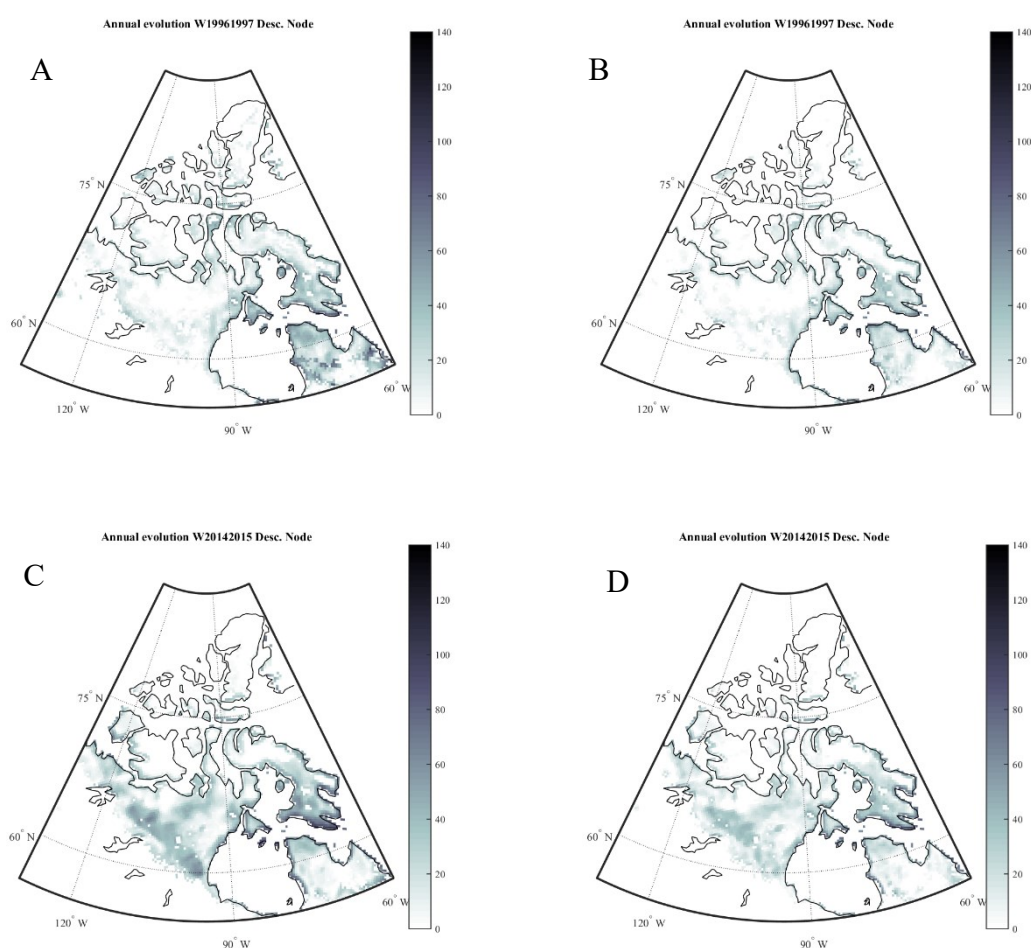


Figure A-1 : Cartes de cumul annuel des détections de couches denses pour l'hiver 1996-1997 pour 19 GHz (A) et pour 37 GHz (B). Les sous-figures C et D correspondent à l'hiver 2014-2015 pour 19 GHz et 37 GHz respectivement.

A.2. Cartes de moyenne

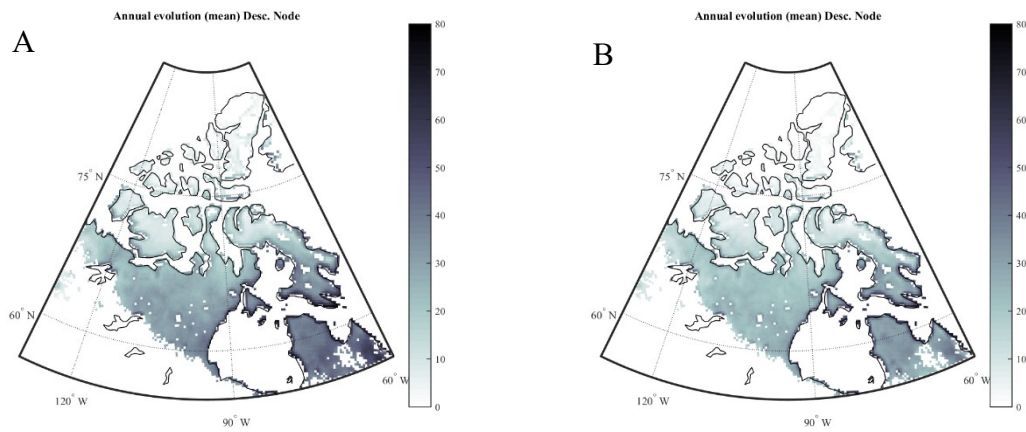


Figure A-2: Cartes de moyenne annuel des détections de couches denses pour l'ensemble de la période pour 19 GHz (A) et pour 37 GHz (B).

A.3. Cartes d'anomalies

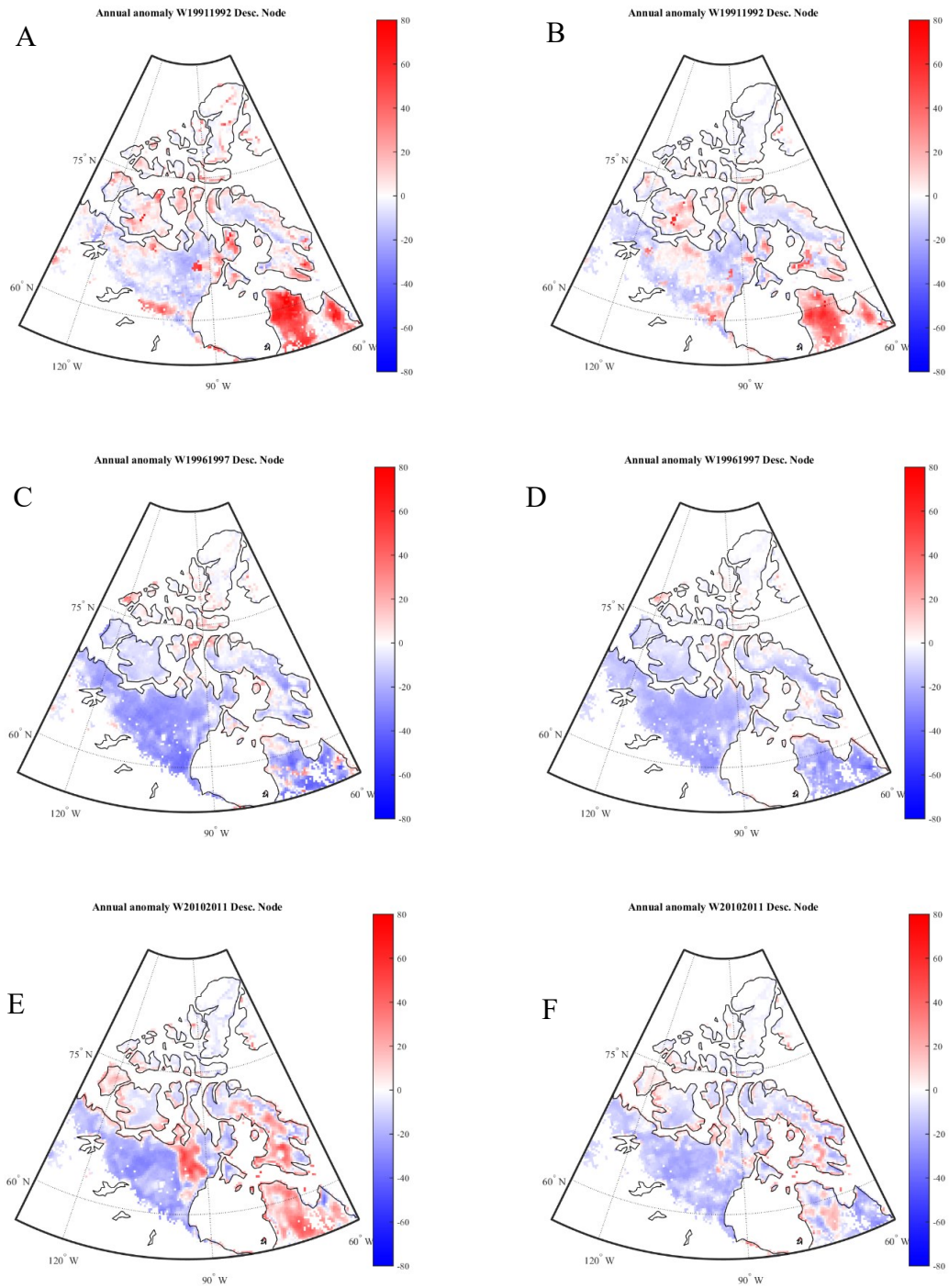


Figure A-3: Cartes d'anomalie annuelle des détections de couches denses pour l'hiver 1991-1992 pour 19 GHz (A) et pour 37 GHz (B). Les sous-figures C, D, E et F correspondent à l'hiver 1996-1997 et 2010-2011 pour 19 GHz et 37 GHz respectivement

B. Autre collaboration en tant que co-auteur

B.1. Résumé de l'article: Detection of rain-on-snow (ROS) events and ice layer formation using passive microwave radiometry: A context for Peary caribou habitat in the Canadian Arctic, de Langlois et al., 2017

Au cours des quatre dernières décennies, le réchauffement amplifié dans l'Arctique a entraîné de nombreuses conséquences. Les anomalies négatives de la couverture de neige et de glace de mer, le recul des glaciers et la fonte étendue du Groenland combinés avec l'augmentation de la température, et ce d'un facteur deux comparé au reste de la planète ont été observés dans l'Arctique. Plusieurs études ont suggéré qu'une autre réponse au réchauffement actuel de l'Arctique pourrait être une augmentation des événements de pluie-sur-neige suivis d'un gel subséquent formant des croûtes de glace. En utilisant des méthodes de détection par radiométrie micro-ondes il est possible d'examiner les tendances spatiales et temporelles de ces événements pour 18 îles de l'Archipel Arctique Canadien au cours des deux dernières décennies. Les résultats montrent que la formation de croûte de glace et les occurrences des EPSN ont triplé entre les périodes de 1979-1995 et 1996-2011, avec des années très actives: les hivers 1993-1994, 1998-1999 et 2002-2003. Les zones les plus touchées sont la péninsule de Boothia et les îles Axel Heiberg, Cornwallis, Banks et Victoria. Nous comparons ensuite les occurrences de pluies sur neige et de formation de croûte de glace aux estimations du caribou de Peary pour tester si les algorithmes peuvent détecter les événements météorologiques associés aux déclin de la population. Une réduction importante de la population du caribou de Peary, la population de caribous la plus septentrionale au Canada, a été observée au cours des trois dernières décennies. L'hypothèse majeure pour le déclin est que les événements météorologiques conduisent à des conditions d'accès à la nourriture plus difficiles en hiver. La comparaison avec les estimations de la population de caribous de Peary suggère que le nombre de caribous diminue en raison de la fréquence accrue de ces deux événements, où 3-4 événements de pluie et 1-2 événements de croûte de glace en une saison hivernale sont suffisants pour avoir un impact négatif sur le caribou de Peary.

C. Listes des présentations et affiches

Dolant C., Montpetit B., Langlois A., Brucker L., Zolina O., Johnson C.A., Royer A. & Smith P.A., 2018, Caractéristiques des conditions nivales : cas de mortalité de la harde de caribous de Barrend-Ground durant l'hiver 2015-2016 sur l'île du Prince Charles, *poster (#1) présenté dans le cadre du colloque annuel du Centre d'Études Nordiques*, Université de Sherbrooke, Qc, Canada

Dolant C., Montpetit B., Langlois A., Brucker L., Zolina O., Johnson C.A., Royer A. & Smith P.A., 2017, Snow conditions characteristics of Prince Charles Island : context of Barren Ground Caribou die-off during the 2015-2016 winter, *poster (#139) présenté par Benoit Montpetit dans le cadre de la conférence internationale Arctic Change*, Québec, Qc, Canada

Dolant, C., Langlois, A., Brucker L., Royer, A., Roy, A., & Montpetit B., 2017, Meteorological inventory of rain-on-snow events and detection assessment in the Canadian Arctic Archipelago using passive microwave radiometry, *présentation orale à l'IEEE International Geoscience And Remote Sensing Symposium (IGARSS) 2017*, Fort Worth, Texas, États-Unis, Juillet 2017.

Dolant, C., Langlois, A., Brucker L., Royer, A., Roy, A., & Montpetit B., 2017, Detection and evolution of rain-on-snow events in the Canadian Arctic Archipelago using passive microwave radiometry, *présentation orale à l'Eastern Snow Conference (ESC) 2017*, University of Ottawa, Ottawa, Ontario, Juin 2017.

Dolant C., 2017, présentation des activités de recherche au sein du Groupe de recherche interdisciplinaire sur les Milieux Polaires (GRIMP), *présentation orale dans le cadre des journées des sciences humaines 2017 organisée par la Faculté des lettres et sciences humaines de l'Université de Sherbrooke*, Qc, Canada

Dolant C., Langlois A., Brucker L., Royer A., Montpetit B., 2017, Climatologie et détections d'événements de pluies sur neige dans l'Archipel Arctique Canadien à partir d'observations micro-ondes passives, *poster présenté dans le cadre du colloque du centre d'étude nordique (CEN) à l'ULaval*, Qc, Canada

Dolant, C., Langlois, A., Brucker L., Montpetit B., et Royer, A., 2016, Assessment and pan-Arctic detection of Rain-On-Snow events in the Canadian Arctic Archipelago between 1980-2014 using passive microwave radiometry, *Présentation orale à l'Eastern Snow Conference (ESC) 2016*, Ohio State University, Columbus, Ohio, Juin 2016.

Dolant, C., Langlois, A., Royer, A. et Brucker L., 2016, Étude spatio temporelle des évènements de pluies sur neige dans l'Archipel Arctique Canadien, *poster présenté dans le cadre du colloque annuel du Centre d'Études Nordiques*, Université de Québec à Trois Rivières, Trois Rivières, 11 février

Dolant. C., Brucker L., Langlois A. et Royer A., 2015, Early results of the coupling snow thermodynamic model SNOWPACK with radiative transfer model MEMLS for simulation of Rain-on-Snow impact, *poster présenté dans le cadre de l'Eastern Snow Conference (ESC) 2015*, Jouvence (Qc), Canada

Dolant, C., 2015, Participation aux sélections de "Ma thèse en 180 secondes", *Sélection universitaire*, Université de Sherbrooke, Québec, Canada

Dolant C., Langlois A., Brucker L., Todorovic V., Montpetit B., Roy A., et Royer A., 2014, Development of an empirical rain-on-snow detection algorithm: a case study. *Présentation orale dans le cadre de l'Eastern Snow Conference (ESC) 2014*, Appalachian State University, Boone, Caroline du Nord, Juin 2014.

Dolant C., Langlois A., Brucker L et Royer A., 2014, Detection of a Rain-On-Snow events in the Canadian Arctic from passive microwave data, *poster présenté dans le cadre de l'Eastern Snow Conference (ESC) 2014*, Appalachian State University, Boone, NC, USA, du 3 au 5 juin

Dolant, C., 2014, Participation aux sélections de "Ma thèse en 180 secondes", *Sélection universitaire*, Université de Sherbrooke, Québec, Canada

Dolant, C., 2014, La face cachée des cartes, utilité de la géomatique, *présentation orale au Cégep de Sherbrooke*, Février 2014

Dolant C., Langlois A., 2014, Développement d'un algorithme de détection des évènements de pluies sur neige à partir de données micro-ondes passives multi-sources, *poster présenté dans le cadre du colloque annuel du Centre d'Études Nordiques*, INRS, Québec, QC, Canada, 12 et 13 février

Dolant C., Langlois A., 2014, Detection and modeling of rain on snow events in the Canadian Arctic from passive microwave data, *présentation orale dans le cadre d'un workshop interne avec Environnement Canada*, Université de Sherbrooke, QC, Canada

Références (hors publications)

- ACIA, 2004, Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment, *Cambridge University Press*
- AMAP, 2017, Snow, Water, Ices and Permafrost in the Arctic, (SWIPA) 2017, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, xiv+269pp
- Ambach W. et Denoth A., 1974, On the dielectric constant of wet snow, Proceedings of the Grindelwald Symposium: Snow Mechanics, IAHS-AISH Publication, 114, 136-142
- Armstrong, R., M. J. Brodzik, K. Knowles, and M. Savoie. 2005. *Global Monthly EASE-Grid Snow Water Equivalent Climatology, Version 1*. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. doi: 10.5067/KJVERY3MIBPS.
- Amsus K.W. et Grant C., 1999, Surface Based Radiometer (SBR) Data Acquisition System, *International Journal of Remote Sensing*, 20:15-16, 3125-3129. DOI: 10.1080/014311699211651
- Anena, 2017, www.anena.org; site web consulté en octobre 2017
- Avanzi F., Hirashima, H., Yamaguchi S., Katsushima T. et De Michele C., 2016, Observations of capillary barriers and preferential flow in layered snow during cold laboratory experiments, *The Cryosphere*, 10, 5, 2013-2026, DOI: 10.5194/tc-10-2013-2016
- Barnett T., Adam J. et Lettenmaier D., 2005, Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, 438, 303–309. DOI: 10.1038/nature04141
- Berkes, F. et Jolly D., 2001, Adapting to climate change: social-ecological resilience in a Canadian western Arctic community, *Conservation Ecology*, 5:2, 18, DOI: 10.5751/ES-00342-050218
- Bintanja R. et Selten F.M., 2014, Future increases in Arctic precipitation linked to local evaporation and sea-ice retreat, *Nature*, 509, 479–482, DOI: 10.1038/nature13259
- Bintanja R. et Andry O., 2017, Towards a rain-dominated Arctic, *Nature Climate Change*, 7, 263-267, DOI: 10.1038/nclimate3240
- Bjorgo E, Johannessen O.M et Miles M.W., 1997, Analysis of merged SMMR-SSMI time series of Arctic and Antarctic sea ice parameters 1978-1995, *Geophysical Research Letter*, 24:4, 413-416, DOI: 10.1029/96gl04021
- Brown, R.D. et Mote P.W., 2009: The Response of Northern Hemisphere Snow Cover to a Changing Climate, *Journal of Climate*, 22, 2124–2145, DOI : 10.1175/2008JCLI2665.1

- Brown R., Derksen C. et Wang L., 2010, A multi-data set analysis of variability and change in Arctic spring snow cover extent, 1967–2008, *Journal of Geophysical Research*, 115, D16111
- Burroughs W.J. et Crowder B., 2007, Weather, *Fog City Press*, p.215, ISBN 978-1-74089-579-8.
- Callaghan T.V., Johansson M, Key J., Prowse T., Ananicheva M. et Klepikov A., 2011, Feedbacks and interactions: From the arctic cryosphere to the climate system. In Arctic cryosphere - Changes and impacts, ed. T.V. Callaghan, M. Johansson, and T.D. Prowse. *Ambio* 40(S1). DOI: 10.1007/s13280-011-0215-8
- Chapin F.S., Sturm M., Serreze M.C., McFadden J.P., Key J.R., Lloyd A.H., McGuire A.D., Rupp T.S., Lynch A.H., Schimel J.P., Beringer J., Chapman W.L., Epstein H.E., Euskirchen E.S., Hinzman L.D., Lia G., Ping C.L., Tape K.D., Thompson C.D.C., Walker D.A et Welker J.M, 2005, Role of land-surface changes in arctic summer warming, *Science*, 310 ,657–60
- Colbeck, S. C., 1972, A theory of water percolation in snow, *Journal of Glaciology*, 11, 369–385
- Colbeck, S. C., 1978, The difficulties of measuring the water saturation and porosity of snow, *Journal of Glaciology*, 20, 189–201
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. et Vitart, F., 2011, The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*, 137: 553–597. DOI:10.1002/qj.828
- Derksen, C., Walker A., LeDrew E. et Goodison B., 2003, Combining SMMR and SSM/I Data for Time Series Analysis of Central North American Snow Water Equivalent. *Journal of Hydrometeorology*, 4, 304–316, DOI: 10.1175/1525-7541(2003)4<304:CSAIDF>2.0.CO;2
- Derksen C., Sturm M., Liston S.E., Holmgren J., Huntington H., Silis A. et Solie D., 2009, Northwest Territories and Nunavut Snow Characteristics from a subarctic Traverse : Implications for Passive Microwave Remote Sensing, *Journal of Hydrometeorology*, 10 : 448-463
- Derksen, C. et Brown, R., 2012, Spring snow cover extent reductions in the 2008–2012 period exceeding climate model projections. *Geophysical Research Letters*, 39, L19504.
- Derksen C., Smith S.L., Sharp M., Brown L., Howell S., Copland L., Mueller D.R., Gauthier Y., Fletcher C.G., Tivy A., Bernier M., Bourgeois J., Brown R., Burn C.R., Duguay C.,

- Kushner P., Langlois A., Lewkowicz A.G., Royer A. et Walker A., 2012a, Variability and change in the Canadian cryosphere, *Climate Change*, 115(1) : 59-88
- Derksen C., Toose P., Lemmetyinen J., Pulliainen J., Langlois A., Rutter N. et Fuller M.C., 2012b, Evaluation of passive microwave brightness temperature simulations and snow water equivalent retrievals through a winter season, *Remote Sensing of Environment*, 117 : 236-248
- Derksen, C., Lemmetyinen J., Toose P., Silis A., Pulliainen J. et Sturm M., 2014, Physical properties of Arctic versus subarctic snow: Implications for high latitude passive microwave snow water equivalent retrievals, *Journal of Geophysical Research Atmosphere*, 119, 7254–7270, DOI:10.1002/2013JD021264.
- Dery S. J and Brown R. D., 2007, Recent Northern Hemisphere snow cover extent trends and implications for the snow-albedo feedback, *Geophysical Research Letters*, 34, 22, L22504, DOI: 10.1029/2007GL031474
- Dethloff K., Rinke A., Benkel A., Køltzow M., Sokolova E., Kumar Saha S., Handorf D., Dorn W., Rockel B., Von Storch H., Haugen J.E., Røed L.P., Roeckner E., Christensen J.H., Stendel M., 2006, A dynamical link between the Arctic and the global climate system, *Geophysical Research Letters*, AGU, 33, L03703. DOI: 10.1029/2005GL025245
- Dowdeswell, J.A., et McIntyre, N.F. 1986. The saturation of LANDSAT MSS detectors over large ice masses, *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 7, no. 1, p. 151-64.
- Dufresne, J.-L., et Bony S., 2008, An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere-ocean models, *Journal of Climate*, 21, 5135-5144.
- Duguay C. et Pietroniro A., 2005, Remote sensing in northern hydrology: measuring environmental change, Geophysical Monograph 163, *American Geophysical Union, Washington DC*, 160 pp., DOI: 10.1029/GM163; publié en ligne en 2013
- Dutra E., Balsamo G., Viterbo P., Miranda P.M.A., Beljaars A., Schär C. et Elder K., 2010, An improved snow scheme for the ECMWF land surface model: Description and offline validation, *Journal of Hydrometeorology*, 11, 899–916, DOI: 10.1175/2010JHM1249.1
- Eiriksson, D., Whitson, M., Luce, C. H., Marshall, H. P., Bradford, J., Benner, S. G., Black, T., Hetrick, H., and McNamara, J. P.: An evaluation of the hydrologic relevance of lateral flow in snow at hillslope and catchment scales, *Hydrological Processes*, 27, 640–654, DOI:10.1002/hyp.9666, 2013.
- Environnement Canada, 2014, Sixième rapport du Canada sur les changements climatiques, *Gouvernement du Canada*, 6 : 340 p.
- Forchhammer, M. et Boertmann D., 1993, The Muskoxen *Ovibos Moschatus* in North and Northeast Greenland: Population Trends and the Influence of Abiotic Parameters on Population Dynamics, *Ecography*, 16(4), 299-308.

- Ford J.D., Smit B. et Wandel J., 2006, Vulnerability to climate change in the Arctic: A case study from Arctic Bay, Canada, *Global Environmental Change*, 16, 145-160
- Foster J.L., Sun C., Walker J.P. Kelly R., Chang A., Dong J. et Powel H., 2005, Quantifying the uncertainty in passive microwave snow water equivalent observations, *Remote Sensing of Environment*, 94, 2, 187-203
- Friedl M.A., McIver D.K., Hodges JCF., Zhang X.Y., Muchoney D., Strahler A.H., Woodcock C.E., Gopal S., Schneider A., Cooper A., Baccini A., Gao F. et Schaaf C., 2002, Global land cover mapping from MODIS: algorithms and early results, *Remote sensing of Environment*, 83, 287-302
- Grenfell T.C et Putkonen J., 2008, A method for the detection of the severe rain-on-snow event on Banks Island, using passive microwave remote sensing, *Water Resources Research*, 44, W03425. DOI: 10.1029/2007WR005929
- Hallikainen M.T., Ulaby F.T et Abdelrazik M., 1986, Dielectric properties of snow in the 3 to 37 GHz range, *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, 34 : 1329-1340
- Hallikainen NT., Ulaby F.T et Van Deventer T.E, 1987, Extinction behavior of dry snow in the 18-90 GHz range, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing*, 25: 737-745
- Hansen, J.,R, Sato R.M et Lo K., 2010, Global Surface Temperature Change, *Reviews of Geophysics*, 48, no. 4
- Hansen, B.B., Isaksen K., Benestad R.E, Kohler J., Pedersen A.O, Loe L.E, Coulson S.J., Larsen J.O. et Varpe O., 2014. Warmer and wetter winters: Characteristics and implications of an extreme weather event in the High Arctic, *Environmental Research Letters*, 9:114021.
- Hardiman S.C., Kushner P.J. et Cohen J., 2008, Investigating the ability of general circulation models to capture the effects of Eurasian snow cover on winter climate, *Journal of Geophysical research*, 113, D21123, DOI: 10.1029/2008JD010623
- Hirashima H., Yamaguchi S., Sato A. et Lehning, M., 2010, Numerical modeling of liquid water movement through layered snow based on new measurements of the water retention curve, *Cold Region Sciences Technology*, 64, 94–103, DOI:10.1016/j.coldregions.2010.09.003
- IPCC, 2013, Climate Change: The Physical Science Basis, IPCC Working Group I Contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1535 p.
- Jezek KC., Merry C., Cavalieri D., Grace S., Bedner J., Wilson D. et Lampkin D., Comparison between SSMR and SSM/I passive microwave data collected over the Antarctic ice sheet, *BPRC Technical Report Number 91-03*, Byrd Polar Research Center, Columbus, 62pp, ISSN: 1056-8050

- Jezek K.C., Merry C.J. et Cavalieri D.J., 1993, Comparison of SMMR and SSM/I passive microwave data collected over Antarctica, *Annals of Glaciology*, 17, 131-136 DOI: 10.3189/S0260305500012726
- Kay J.E. et L'Ecuyer T., 2013, Observational constraints on Arctic Ocean clouds and radiative fluxes during the early 21st century, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118, 7219-7236, DOI: 10.1002/jgrd.50489
- Kattsov, V. M., Källén, E., Cattle, H., Christensen, J., Drange, H., Hanssen-Bauer, I., Jóhannesen, T., Karol, I., Räisänen, J., Svensson, G., et Vavulin, S., 2005, Chapter 7: Arctic tundra and polar desert ecosystems, in: Arctic Climate Impact Assessment, Cambridge University Press, Cambridge, 99-150
- Kausrud KL, Myserud A, Steen H, Vik JO, Østbye E, Cazelles B, Framstad E, Eikeset AM, et al. Linking climate change to lemming cycles. *Nature*. 2008; 456:93–97. DOI: 10.1038/nature07442
- Kawashima K., Endo T. et Takeuchi, Y. 1998, A portable calorimeter for measuring liquid-water content of wet snow, *Annals of Glaciology*, 26, 103–106
- Klos P.Z, Link T.E et Abatzoglou J.T., 2014, Extent of the Rain-snow transition zone in the western U.S. under historic and projected Climate, *Geophysical Research Letters*, 41: 4560-4568
- Knowles K., Njoku E.G., Armstrong R., et Brodzik M., 2000, Nimbus-7 SMMR Pathfinder Daily EASE-Grid Brightness Temperatures, *Documentation of NASA DAAC at the National Snow and Ice Data Center*, (site <http://nsidc.org> consulté en mai 2014)
- Knowles, K. 2004. EASE-Grid Land-Ocean-Coastline-Ice Masks Derived from Boston University MODIS/Terra Land Cover Data, Version 1, Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. DOI: 10.5067/YR21Q0Q8IPR6. [Juin 2017].
- Knowles, K. 2004. EASE-Grid Land Cover Classifications Derived from Boston University MODIS/Terra Land Cover Data, Version 1, Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. DOI: 10.5067/J0CJG7RZW3IJ. [Juin 2017].
- Koenig L.S. et Forster R.R., 2004, Evaluation of passive microwave snow water equivalent algorithms in the depth hoar-dominated snowpack of the Kuparuk River Watershed, Alaska, USA, *Remote Sensing of Environment*, 93, 511-527
- Kokhanovsky A.A. et Zege E.P., 2004, Scattering optics of snow, *Applied Optics*, **43**, 7, 1589-1602, DOI: 10.1364/AO.43.001589
- Kunkee D.B., Poe G.A., Boucher D.J., Swadley S.D., Hong Y., Wessel J.E. et Uiana E.A., 2008, Design and Evaluation of the First Special Sensor Microwave Imager/Sounder, *IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing*, 46(4):863-883

- Kusunoki S., Mizuta R. et Hosaka M., 2015, Future changes in precipitation intensity over the Arctic projected by a global atmospheric model with a 60-km grid size, *Polar Science*, Volume 9, Issue 3, p. 277-292, DOI: 10.1016/j.polar.2015.08.001
- Langlois A. et Barber D.G., 2008, Advances in seasonal snow water equivalent (SWE) retrieval using in-situ passive microwave measurements over first-year sea ice, *International Journal of Remote Sensing*, 29 (16) : 4781-4802
- Langlois A., Scharien R., Geldsetzer T., Iacozza J., Barber D.G et Yackel J., 2008, Estimation of snow water equivalent over first-year sea ice using AMSR-E and surface observations, *Remote Sensing of Environment*, 112 : 3656-3667
- Langlois, A., Royer, A., Derksen, C., Montpetit, B., Dupont, F. et Goïta, K., 2012. Coupling of the snow thermodynamic model SNOWPACK with the Microwave Emission Model for Layered Snowpacks (MEMLS) for subarctic and arctic Snow Water Equivalent retrievals. *Water Resources Research*, 48:W12524, DOI: 10.1029/2012WR012133
- Langlois A., Johnson C.-A., Montpetit B., Royer A., Blukacz-Richards E.A., Neave E., Dolant C., Roy A., Arhonditsis G., Kim D.-K., Kaluskar S. et Brucker L., 2017, Detection of rain-on-snow (ROS) events and ice layer formation using passive microwave radiometry: A context for Peary caribou habitat in the Canadian Arctic, *Remote Sensing of Environment*, 189:84-95
- Lemke P., Ren J., Alley R.B., Allison I., Carrasco J., Flato G., Fujii Y., Kaser G., Mote P., Thomas R.H. et Zhang T., 2007, Chapter 4: Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 4: 337-383
- Liston G.E. et Hiemstra C.A., 2011, The Changing Cryosphere: Pan-Arctic Snow Trends (1979–2009), *American Meteorological Society Journal of Climate*, 24, 5691–5712, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00081.1>
- Luo Y., Berbery E.H., Mitchell K.E. et Betts A.K., 2007., Relationships between land surface and near-surface atmospheric variables in the NCEP North American Regional Reanalysis, *Journal of Hydrometeorology*, 8 : 1184-1203
- Mair, E., Leitinger G., Della Chiesa S., Niedrist G., Tappeiner U. et Bertoldi G., 2015, A simple method to combine snow height and meteorological observations to estimate winter precipitation at sub daily resolution, *Hydrological Sciences Journal*, 61:2050-2060
- Marbouty D., 1984, Les propriétés de la neige, *La houille blanche*, 8, 557-567
- Mätzler C., 1998, Microwave Properties of Ice and Snow, *Kluwer Academic Publishers*, 227, 241-257
- Mätzler C. et Wiesmann A., 1999, Extension of the Microwave Emission Model of Layered Snowpack to Coarse-Grained Snow, *Remote Sensing of Environment*, 70: 317-325

- Mätzler C., 2002, Effects of rain on propagation, absorption and scattering of microwave radiation based on the dielectric model of Liebe, *I AP Res. Rep.* No. 02-10
- Mätzler C., 2005, On the Determination of Surface Emissivity from Satellite Observations, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2(2): 160-163
- Mazurkiewicz A. B., Callery D.G. et McDonnell J.J., 2007, Assessing the controls of the snow energy balance and water available for runoff in a rain-on-snow environment, *Journal of Hydrology*, 354, 1-14
- Mc Afee S.A., Walsh J. et Rupp T.S., 2014, Statistically downscaled projections of snow/rain partitioning for Alaska, *Hydrological Processes*, 28: 3930-3946
- McBean, G., Alekseev, G.V., Chen, D., Forland, E., Fyfe, J., Groisman, P.Y., King, R., Melling, H., Vose, R. et Whitfield, P.H., 2005. Arctic climate—past and Present In: Arctic Climate Impact Assessment— *Scientific Report. Cambridge University Press, Cambridge*, pp. 22–60.
- Melillo J.M., Terese T.C.R. et Yohe G.W., 2014, Highlights of Climate Change Impacts in the United States: The Third National Climate Assessment, *U.S. Global Change Research Program*, 148 pp
- Mesinger F., Di Mego G., Kalway E., Mitchell K., Shafran P.C., Ebisuzaki W., Jovic D., Woolen J., Rogers E., Berbery E.H., Ek M.B., Fan Y., Grumbine R., Higgins W., Li H., Lin Y., Manikin G., Parrish D. et Shi W., 2006, North American Regional Reanalysis, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(3) : 343-360
- Montpetit B., Royer a., Langlois A., Cliche P., Roy A., Champollion N., Picard G., Domine F. et Obbard R., 2012, Instruments and methods : New shortwave infrared albedo measurements for snow specific surface area retrieval, *Journal of Glaciology*, 58(211): 941-952
- Montpetit B., Royer A., Roy A., Langlois A. et Derksen C., 2013, Snow Microwave emission Modeling of Ice Lenses within a Snowpack using the Microwave Emission model for Layered Snowpacks, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing*, 51(9) : 4705-4717
- Montpetit B., 2015, Analyse de la modélisation de l'émission multifréquences micro-onde des sols et de la neige, incluant les croûtes de glace à l'aide du modèle MEMLS, *Thèse de doctorat*, Université de Sherbrooke
- Morrison, H., De Boer G., Feingold G., Harrington J., Shupe M. D. et Sulia K., 2012, Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds, *National Geoscience*, 5. 11-17.
- Moss R.H., Edmonds J.A., Hibbard K.A., Manning M.R., Rose S.K., Van Vuuren D.P., Carter T.R., Emori S., Kainuma M., Kram T., Meehl G.A., Mitchell J.F.B., Nakicenovic

- N., Riahi K., Smith S.J., Stouffer R.J., Thomson A.M., Weyant J.P. et Wibanks T.J., 2010, The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature*, 463, 747-756, DOI:10.1038/nature08823
- Notz, D. et Stroeve J.C., 2016, Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO₂ emission. *Science*, DOI: 10.1126/science.aag2345
- Ouellet F., Langlois A., Blukacz-Richards E.A., Johnson C.A., Royer A., Neave E. et Larter N.C., 2017, Spatialization of the SNOWACK snow model for the Canadian Arctic to assess Peary caribou winter grazing conditions, *Physical Geography*, 38:2, 143-158, DOI: 10.1080/02723646.2016.1274200
- Overland, J.E., M. Wang M., Bond N.A., Walsh J.E., Kattsov V. et Chapman W.L., 2011, Considerations in the selection of global climate Chapter 2 · Trends and feedbacks models for regional climate projections: the Arctic as a case study, *Journal of Climate*, 24:1583-1597
- Overland, J.E., Wang M., Walsh J.E. et Stroeve J.C., 2014. Future Arctic climate changes: adaptation and mitigation timescales, *Earth's Future*, 2:68-74.
- Overland J.E. et Wang M., 2016. Increased variability in early winter subarctic North American atmospheric circulation, *Journal of Climate*, 28:7297-7305.
- Pan J., Durand M., Sandells M., Lemmetyinen J. et Kim E., 2016, Differences between the HUT snow emission model and MEMLS and their effects on brightness temperature simulation, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 54, 4, 2001-2019
- Park H., Fedorov A. N., Zheleznyak M. N., Konstantinov P.Y. et Walsh J. E., 2014, Effect of snow cover on pan-Arctic permafrost thermal regimes, *Climate Dynamic*, 44:2873–95
- Pithan F. et Mauritsen T., 2014, Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models, *Nature Geosciences*, 7, 181-184, DOI: 10.1038/ngeo2071
- Pomeroy JW, Bewley DS, Essery RLH, Hedstrom NR, Link T, Granger RJ, Sicart J-E, Ellis CR. et Janowicz JR. 2006, Shrub Tundra Snowmelt, *Hydrological Processes*, 20, 923–941. doi: 10.1002/hyp.6124
- Pradhanang S.M., Frei A., Zion M., Schneiderman E.M., Steenhuis T.S. et Pierson D., 2013, Rain-on-snow runoff events in New York., *Hydrological Processes*, 27:3035-3049
- Pruppacher H. et Klett J., 2010, Microstructure of Atmospheric Clouds and Precipitation. *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*, vol 18, 10-73, Springer, Dordrecht, DOI : 10.1007/978-0-306-48100-0_2
- Putkonen J., 1998, Soil thermal properties and heat transfer processes near Ny Alesund, northwestern Spitsbergen, Svalbard, *Polar Research*, 17, 165–179

- Putkonen J. et Roe G., 2003, Rain-on-snow events impact soil temperatures and affect ungulate survival, *Geophysical research letters*, 30(4): 1188-1191
- Rees A., Lemmetyinen J., Derksen C., Pulliainen J. et English M., 2010, Observed and modelled effects of ice lens formation on passive microwave brightness temperatures over snow covered tundra, *Remote sensing of Environment*, 114:116:126
- Rees et al., 2006, Remote sensing of snow and Ice, *CRC Press*, 312 p., ISBN: 978-0415298315
- Rennert K.J., Roe G., Putkonen J et Bitz C.M., 2009, Soil Thermal and Ecological Impacts of Rain on Snow Events in the Circumpolar Arctic, *Journal of Climate*, 22(9): 2302-2315
- Romanovsky, V. E., Drozdov, D. S., Oberman, N. G., Malkova, G. V., Kholodov, A. L., Marchenko, S. S., Moskalenko, N. G., Sergeev, D. O., Ukraintseva, N. G., Abramov, A. A., Gilichinsky, D. A. et Vasiliev, A. A., 2010, Thermal state of permafrost in Russia. Permafrost and Periglacial Processes, 21: 136–155. DOI:10.1002/ppp.683
- Roy A., 2013, Modélisation de l'émission micro-onde hivernale en forêt boréale canadienne, Thèse de doctorat, Département de géomatique Appliquée, Université de Sherbrooke
- Royer A., Roy A., Montpetit B., Saint-Jean-Rndeau O., Picard G., Brucker L. et Langlois A., 2017, Comparison of commonly-used microwave radiative transfer models for snow remote sensing, *Remote Sensing of Environment*, 190, 247-259
- Satyawali P.K. et Singh A.K., 2008, Dependence of thermal conductivity of snow on microstructure, *Journal of Earth System Sciences*, 117(4):465-475
- Schneebeli M. et Johnson J., 1998, A constant-speed penetrometer for high-resolution snow stratigraphy, *Annals of Glaciology*, 01, 26, 107-111
- Schrank W., 2007, The ACIA, climate change and fisheries, *Marine Policy*, 31: 5–18, DOI: 10.1016/j.marpol.2006.05.003
- Screen J.A., et Simmonds I., 2010, The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification, *Nature*, 464, 1334-1337, DOI: 10.1038/nature09051
- Serreze M.C. et Francis J.A, 2006, The Arctic on the Fast Track of Change, *Royal Meteorological Society, Weather*, 61: 65–69. DOI:10.1256/wea.197.05
- Serreze, M.C., A.P. Barrett, J.C. Stroeve, D.N. Kindig, and M.M. Holland. 2009. The emergence of surface-based Arctic amplification. *The Cryosphere* 3, 11-19.
- Serreze, M.C. et Barry, R.G., 2011, Processes and Impacts of Arctic Amplification: A Research Synthesis, *Global and Planetary Change*, 77, 85-96, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2011.03.004

- Simmonds, I. et Rudeva I., 2012. The great Arctic cyclone of August 2012. *Geophysical Research Letters*, 39:L23709, DOI:10.1029/2012GL.
- Schmidt G.A., Kelley M., Nazarenko L., Ruedy R., Russell G.L., Aleinov I., Bauer M., Bauer S.E., Bhat K.K., Bleck R., Canuto V., Chen Y.H., Cheng Y., Clune T.L., Del Genio A., De Fainchtein R., Faluvegi G., Hansen J.E., Healy R.J., Kiang N.Y., Koch D., Lacis A.A., LeGrande A.N., Lerner J., Lo K.K., Matthews E.E., Menon S., Miller R.L., Oinas V., Oloso A.O., Perlwitz J.P., Puma M.J., Putman W.M., Rind D., Romanou A., Sato M., Shindell D.T., Sun S., Syed R.A., Tausnev N., Tsigaridis K., Unger N., Voulgarakis A., Yao M.S. et Zhang J., 2014, Configuration and assessment of the GISS ModelE2 contributions to the CMIP5 archive, *Journal of Advances in Modelling Earth Systems*, 6, 141–184, DOI:10.1002/2013MS000265.
- Shupe M.D. et Intrieri J.M., 2004, Cloud Radiative Forcing of the Arctic Surface: The Influence of Cloud Properties, Surface Albedo, and Solar Zenith Angle, *Journal of Climate*, 17. 616–628.
- Stiles W.H. et Ulaby F.T., 1982, The active and passive microwave response to snow parameters, wetness, *Journal of Geophysical Research*, 85, 1037-1044
- Sturm M., Grenfell T.C et Perovich D.K., 1993, Passive microwave measurements of tundra and taiga snow covers in Alaska, USA, *Annals of Glaciology*, 17:125-130
- Sturm M., Holmgren J., König M. et Morris K., 1997, The thermal conductivity of seasonal snow, *Journal of Glaciology*, 43, 143, 26-41
- Tedesco M., Pulliainen J., Takala M., Hallikainen M. et Pampaloni P., 2004, Artificial neural network-based techniques for the retrieval of SWE and snow depth from SSM/I data, *Remote Sensing of Environment*, 90, 76-85
- Tedesco M. et Kim E., 2006, Intercomparison of Electromagnetic Models for Passive Microwave Remote Sensing of Snow, *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 44,10, 2654-2666, DOI: 10.1109/TGRS.2006.873182;
- Trenberth, K. E. and Fasullo, J. T., 2013, An apparent hiatus in global warming? *Earth's Future*, 1: 19–32. DOI: 10.1002/2013EF000165
- Vikhamar-Schuler D., Hanssen-Bauer I., Schuler T.V., Mathiesen S.D. et Lehning M., 2013, Use of a multilayer snow model to assess grazing conditions for reindeer, *Annals of Glaciology*, 54, 62, 214-226, DOI: 10.3189/2013AoG62A306
- Vincent, W. F., Callaghan, T. V., Dahl-Jensen, D., Johansson, M., Kovacs, K. M., Michel, C., Prowse T., Reist J.D. et Sharp, M., 2011, Ecological Implications of Changes in the Arctic Cryosphere. *Ambio*, 40(Suppl 1), 87–99, DOI: 10.1007/s13280-011-0218-5
- Vors, L.S., et Boyce M.S., 2009, Global declines of caribou and reindeer, *Global Change Biology*, 15: 2626–2633.

- Waldner P. A., Schneebeli M., Schultze-Zimmermann U. et H. Flüeler H., 2004, Effect of snow structure on water flow and solute transport, *Hydrological Processes*, 18, 1271-1290.
- Walsh, J.E., Overland J.E., Groisman P.Y. et Rudolf B., 2011, Ongoing climate change in the Arctic. In Arctic cryosphere - Changes and impacts, ed. T.V. Callaghan, M. Johansson, and T.D. Prowse. *Ambio* 40(S1). DOI: 10.1007/s13280-011-0211-z.
- Westerman S., Boike J., Langer M., Schuler T.V. et Etzelmüller B., 2011, Modeling the impact of wintertime rain events on the thermal regime of permafrost, *The Cryosphere*, 5 945-959, DOI: 10.5194/tc-5-945-2011
- Wever N., Würzer S., Fierz C. et Lehning M., 2016, Simulating ice layer formation under the presence of preferential flow in layered snowpacks, *The Cryosphere*, 10, 2731-2744, DOI: 10.5194/tc-10-2731-2016
- White J.W.C., Alley R.B., Brigham-Grette J., Fitzpatrick J.J., Jennings A.E., Johnsen S.J., Miller G.H., Nerem R.S. et Polyak L., 2010, Past rates of climate change in the Arctic, *Quaternary Science Reviews*, 29: 1716-1727
- Wiesmann A. et Mätzler C., 1999, Microwave Emission Model of Layered Snowpack, *Remote Sensing of Environment*, 70: 307-316
- Wyser K. et Jones C.G., 2005, Modeled and observed clouds during surface heat budget of the Arctic Ocean (SHEBA). *Journal Geophysical Research*, 110:D09207, DOI: 10.1029/2004JD004751
- Yan B et Weng F., 2009, Assessments of F16 Special Sensor Microwave Imager and Sounder Antenna Temperatures at Lower Atmospheric Sounding Channels, *Advances in Meteorology*, 18
- Ye H., Yang D. et Robinson D., 2008, Winter rain-on-snow and its association with air temperature in northern Eurasia, *Hydrological Processes*, 22, 2728–2736